



**Contrôles structural et hydrogéologique sur la
dynamique d'un champ captant en contexte crayeux
karstique et sa sensibilité aux variations du signal
climatique : Implications en matière de vulnérabilité de
la ressource**

G. Hanin

► **To cite this version:**

G. Hanin. Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité aux variations du signal climatique : Implications en matière de vulnérabilité de la ressource. Interfaces continentales, environnement. Université de Rouen, 2010. Français. NNT : . tel-00705759

HAL Id: tel-00705759

<https://theses.hal.science/tel-00705759>

Submitted on 8 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Rouen - U.F.R. des Sciences et Techniques

THESE

Pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Rouen

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Hydrogéologie

**Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un
champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité
aux variations du signal climatique :
Implications en matière de vulnérabilité de la ressource**

Par Guillaume HANIN

Soutenue le 15 Décembre 2010 devant le jury composé de :

M. J. MUDRY	Professeur, UMR CNRS 6249 Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté	Rapporteur
M. M. RAZACK	Professeur, UMR CNRS 6269 HydrASA, Université de Poitiers	Rapporteur
M. F. CALBA	Docteur, Chef du service du milieu aquatique et de l'agriculture, AESN, Rouen	Examineur
M. J. RODET	Chargé de recherche CNRS HDR, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Examineur
M. B. LAIGNEL	Professeur, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Directeur de thèse
M. N. MASSEI	Maître de Conférences HDR, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Co-Directeur
M. E. HAUCHARD	Docteur, Chef du service Hydrologie et Lutte contre les inondations, CODAH, Chercheur associé UMR CNRS 6143 M2C	Co-Directeur
Mme V. LADHUI	Chef de service Production Exploitation de la direction Eau et Assainissement, CODAH	Invitée

Université de Rouen - U.F.R. des Sciences et Techniques

THESE

Pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Rouen

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Hydrogéologie

**Contrôles structural et hydrogéologique sur la dynamique d'un
champ captant en contexte crayeux karstique et sa sensibilité
aux variations du signal climatique :
Implications en matière de vulnérabilité de la ressource**

Par Guillaume HANIN

Soutenue le 15 Décembre 2010 devant le jury composé de :

M. J. MUDRY	Professeur, UMR CNRS 6249 Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté	Rapporteur
M. M. RAZACK	Professeur, UMR CNRS 6269 HydrASA, Université de Poitiers	Rapporteur
M. F. CALBA	Docteur, Chef du service du milieu aquatique et de l'agriculture, AESN, Rouen	Examineur
M. J. RODET	Chargé de recherche CNRS HDR, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Examineur
M. B. LAIGNEL	Professeur, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Directeur de thèse
M. N. MASSEI	Maître de Conférences HDR, UMR CNRS 6143 M2C, Université de Rouen	Co-Directeur
M. E. HAUCHARD	Docteur, Chef du service Hydrologie et Lutte contre les inondations, CODAH, Chercheur associé UMR CNRS 6143 M2C	Co-Directeur
Mme V. LADHUI	Chef de service Production Exploitation de la direction Eau et Assainissement, CODAH	Invitée

Avant Propos :

Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire de Géologie UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière. Elle s'inscrit dans l'axe de recherche « Dynamique des surfaces continentales » et a été encadrée par Benoit Laignel, Nicolas Massei, Emmanuel Hauchard et Virginie Ladhui. Ce travail a été co-financé par la Communauté de l'Agglomération Havraise (CODAH) et par l'Agence de l'Eau Seine Normandie de Rouen.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, que de chemin(s) parcouru(s) au sens propre comme au sens figuré, que de temps passé à scruter les sites de météorologie, à attendre la pluie et à tenter d'estimer la nécessité de déclencher les campagnes de prélèvements. L'aboutissement de ce travail résulte de la combinaison et de la succession de multiples états d'esprit dont les principaux sont courage, persévérance, fatigue, stress et même découragement. Toutefois, les enrichissements personnel et professionnel qui ressortent de cette expérience sont des points essentiels à retenir.

Il m'est agréable de citer et de remercier les très nombreuses personnes qui ont contribué à au bon déroulement de mes recherches.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Benoit Laignel qui m'a accordé sa confiance ; ses encouragements et son enthousiasme ont largement contribué à la réussite de ce travail.

Je ne peux bien évidemment pas oublier Nicolas Massei, qui m'a très tôt fait partager sa connaissance des systèmes karstiques. Ses nombreuses idées (parfois trop en même temps) ont été l'un des moteurs de mon travail.

Je remercie Emmanuel Hauchard et Virginie Ladhui de la Communauté d'Agglomération Havraise (CODAH) qui ont été les initiateurs de ce projet et qui m'ont donné l'opportunité et les moyens de mener à bien ce travail. Je tiens tout particulièrement à remercier Emmanuel Hauchard qui m'a poussé dans ma réflexion en me posant toujours des questions pertinentes.

Mes remerciements vont ensuite à A. Mudry de l'Université de Besançon, M. Razack de l'Université de Orléans, J. Rodet de l'Université de Rouen, et F. Calba de l'Agence de l'Eau Seine Normandie, membres du jury qui ont accepté de lire, commenter et apprécier la qualité scientifique de ce mémoire.

Aux collègues du laboratoire, dont il est difficile de ressortir un nom, tant la thèse s'est passée dans une bonne ambiance. Toutefois, je tenais à remercier tout particulièrement Amer, avec qui j'ai partagé mon bureau, des discussions scientifiques et de nombreux commentaires sportifs. Merci à Michel, technicien du laboratoire, le roi de la bricole, avec qui j'ai conçu les dispositifs de mise en place des instruments de mesures, réalisé le suivi très régulier des mesures, parcouru en long et en large l'ensemble de la zone d'étude et avec qui j'ai partagé de très nombreux pains au chocolat sur la route.

Merci également à François Bénard de la CODAH qui m'a apporté toutes ses connaissances du site de Radicatel et des procédés de traitement des eaux de l'usine. A travers ces remerciements, je tiens à remercier les techniciens de l'usine de Radicatel pour leur bonne humeur et les nombreux services qu'ils ont pu me rendre.

Pour terminer, je me dois de remercier ma famille et mes amis qui m'ont toujours encouragé et aidé à suivre le chemin qui me plaisait, à me questionner et essayer de comprendre mes explications (premier exercice de vulgarisation et non des moindres). Cette thèse doit beaucoup à leur soutien, et bien sûr un grand merci, à Aurélie pour m'avoir accompagné, encouragé et aidé, notamment lors des derniers mois durant lesquels les week-ends et les soirées en amoureux ont été rares.

TABLE des MATIERES

INTRODUCTION	1
Partie I : Cadre de l'étude et Méthodologie	5
I.1 Description générale de la Seine Maritime.....	6
I.1.1 Lithologie et stratigraphie.....	7
I.1.2 Contexte structural	11
I.1.3 Hydrogéologie régionale.....	12
I.1.4 Le système karstique de Radicatel	18
I.2 Matériels et Méthodes	25
I.2.1 Synthèse des données disponibles au pas de temps journalier – Période de 1987 à 2009.....	26
I.2.2 Enregistrement « haute-fréquence » - Période de Octobre 2007 à Octobre 2009.....	26
I.2.3 Echantillonnage ponctuel.....	27
I.2.4 Analyses statistiques des séries chronologiques.....	32
I.2.5 Analyse des données spatiales	47
Partie II : Contraintes climatiques et physiques sur la réponse hydrologique globale	51
II.1 Expression des fluctuations du climat dans la variabilité hydrologique du système karstique de Radicatel et les flux sédimentaires induits	53
II.1.1 Modalités des variations hydrologiques de l'hydrosystème à l'échelle interannuelle	54
II.1.2 Mécanisme de l'enregistrement sédimentaire	77
II.1.3 Conclusion partielle	95
II.2 Contraintes du milieu physique sur la réponse hydrologique	96
II.2.1 Influence structurale : Approche régionale du Bec de Caux.....	96
II.2.2 Contexte structural local de la zone d'étude et implications hydrologiques	111
II.2.3 Conclusion partielle	149

II.3 Rôle de la contrainte karstique sur l'aquifère de la craie : dualité de l'alimentation matricielle et karstique	150
II.3.1 Introduction.....	150
II.3.2 Analyses descriptives des données de conductivité électrique	152
II.3.3 Mise en évidence du caractère karstique de l'hydrosystème.....	154
II.3.4 Discussion	167
II.3.5 Conclusion partielle	170
II.4 Conclusion.....	171
 Partie III : Etude du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de Radicatel.....	 173
III.1 Etat des connaissances du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel	175
III.2 Description générale des chroniques de données des trois sources.....	179
III.3 Réactions du système suite aux précipitations	183
III.3.1 Détermination des seuils de précipitations déclencheurs des événements turbides majeurs.....	183
III.3.2 Réactivité du système suite aux impulsions d'entrée	202
III.4 Impact anthropique sur le signal de sortie : effet des pompages sur la turbidité.....	212
III.4.1 Contenu fréquentiel des périodes de pompage	213
III.4.2 Mise en évidence des fréquences de pompage sur le signal turbide	215
III.4.3 Détermination de l'impact du pompage sur le signal turbide	218
III.5 Approche fonctionnelle des sources de Radicatel.....	219
III.5.1 Analyse du comportement inertiel du système karstique.....	219
III.5.2 Analyse fréquentielle des signaux de sortie.....	228
III.5.3 Mise en évidence des dynamiques de transport.....	234
III.6 Synthèse du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel	237
III.6.1 Fonctionnement global/général caractéristique du cadre hydrogéologique régional	239
III.6.2 Fonctionnement hydrologique propre des trois sources	242

Partie IV : Questions appliquées en vue d'une exploitation durable du champ captant de Radicatel	249
IV.1 La source du Four aux Veaux peut elle être plus sollicitée notamment, lors d'épisode de crue ?	251
IV.1.1 Facteurs favorables à une exploitation plus régulière	251
IV.1.2 La source du Four aux Veaux : une ressource fragile	252
IV.1.3 Conclusion pour une utilisation de la source du Four aux Veaux plus régulière	253
IV.2 Optimisation des durées de traitement et des périodes de pompage	253
IV.2.1 Temps de réponse et durée d'impact des eaux de surface	253
IV.2.2 A-t-on intérêt à lisser les temps de fonctionnement de l'usine afin de réduire les phénomènes de remise en suspension au démarrage des pompes ? Quelles sont les conditions optimales de pompage ?	255
IV.2.3 Conclusion	258
IV.3 Quelle est l'origine des sables présents dans les MES ?	258
IV.4 Quel risque bactériologique est associé aux épisodes de crue ?	260
IV.4.1 Relation entre la turbidité et les flores bactériennes présentes dans les eaux souterraines de Radicatel lors d'un épisode de crue.	260
IV.4.2 Densité et résistance aux antibiotiques de la population d'Escherichia coli après un évènement pluvieux et en période d'étiage	261
IV.4.3 Densité et résistance aux antibiotiques de la population d'E.coli pendant un épisode de crue majeur (Tempête Xynthia, Fev.2010)	263
IV.4.4 Conclusion	266
CONCLUSION et PERSPECTIVES	267
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	273
TABLES DES ILLUSTRATIONS	289

INTRODUCTION

En Haute-Normandie, l'essentiel de la production d'eau potable repose sur l'exploitation des eaux souterraines de l'aquifère de la craie. Cependant, les forts débits observés au niveau des ouvrages AEP ne résultent pas des propriétés intrinsèques de la craie, dont la porosité efficace est trop faible pour permettre de bonnes connexions hydrauliques, mais résultent du fait que la craie est fracturée et karstifiée. Dans ce contexte hydrogéologique karstique, la principale problématique liée à l'exploitation réside dans la récurrence des phénomènes turbides au niveau des captages. En effet, les connexions plus ou moins développées entre le karst d'introduction et le karst de restitution sont ainsi responsables de l'arrivée aux sources, d'eaux turbides en réponse à des épisodes pluvieux suffisamment efficaces pour provoquer ruissellement, érosion et introduction des eaux chargées en particules en suspension au niveau des points d'engouffrements. Ces épisodes turbides sont à l'origine de la plupart des crises sanitaires et des arrêts répétés des systèmes de distribution des eaux.

Les travaux scientifiques menés depuis les années soixante ont démontré la multitude et la complexité des phénomènes karstiques en contexte crayeux de Haute-Normandie. Les nombreux travaux menés par le laboratoire M2C (UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière) sur le fonctionnement de ces systèmes se sont attachés tout particulièrement à deux échelles : (1) à l'échelle d'un site pilote, le système karstique de Norville (76), particulièrement bien contraint avec une entrée et une sortie, pour lequel les travaux ont porté sur la description et l'analyse des processus fins contrôlant et influençant les transports particulaire, bactérien et dissous (Massei, 2001; Massei et al., 2002a, 2002b; Dussart-Baptista et al., 2003; Dussart et al., 2003; Massei et al., 2003; Massei et al., 2006a; Dussart-Baptista et al., 2007; Fournier et al., 2007a, 2007b, 2008, 2009), (2) à l'échelle régionale, par l'étude et la mise en évidence du contrôle structural sur les dynamiques de l'aquifère (Valdes, 2005; Valdes et al., 2007; Slimani, 2009; Slimani et al., 2009).

Les sources de Radicatel, étudiées dans le cadre de la présente thèse, s'inscrivent tout à fait dans ce contexte hydrogéologique régional d'un aquifère karstique soumis à des problèmes de turbidité, pouvant être liés non seulement à un transfert direct des produits d'érosion de surface, mais également à de la remise en suspension des sédiments intrakarstiques.

C'est pourquoi, en temps que gestionnaire de la ressource en eau et dans le cadre d'une politique de gestion de ses différents sites de production d'eau, la Communauté d'Agglomération Havraise (CODAH) a souhaité réaliser une étude du champ captant de Radicatel afin de mieux comprendre son fonctionnement hydrologique et de mieux appréhender les phénomènes de turbidité dont sont victimes les captages. Ce champ captant est un des principaux sites de production d'eau de l'agglomération havraise avec Saint Laurent de Brévedent et Yport. En effet, il alimente l'agglomération havraise (250000

hab.) à hauteur de 50%, faisant de celui-ci une ressource capitale dont il est nécessaire de définir et de préciser les caractéristiques et les dynamiques de fonctionnement.

D'un point de vue scientifique, les sources de Radicatel offrent un cadre de travail intermédiaire aux différentes échelles spatiales déjà appréhendées par le laboratoire M2C (entre échelle régionale et échelle du site), permettant une étude de l'influence du contexte structural régional et local, du contexte climatique et de l'hétérogénéité induite par le karst sur la dynamique de réponse de trois sources proches, distantes de 2.3 Km : le Four aux Veaux, la Bruisseriesse et le Moulin B.

Cette étude repose sur une approche pluridisciplinaire combinant plusieurs méthodes : (i) une étude du contexte morpho-structural appréhendée sur le terrain (levés de coupe, mesure de pendage,...) et par analyse cartographique SIG, (ii) une étude du fonctionnement hydrologique par un suivi continu et haute fréquence de paramètres physico-chimiques (turbidité et conductivité électrique) pour les trois sources, couplé avec les méthodes de traitement du signal couramment employées en contexte karstique (Mangin, 1975, 1984; Angelini, 1997; Bouchaou *et al.*, 1997; Grasso, 1998; Larocque *et al.*, 1998; Mangin, 1998; Labat *et al.*, 1999a, 1999b; 1999c; Labat *et al.*, 2001; Bouchaou *et al.*, 2002; Amraoui *et al.*, 2003; Bailly-Comte *et al.*, 2008), introduites par Maqsoud (1996) et reprises et développées par Massei *et al.* (2006) en Haute-Normandie sur le site de Norville, (iii) une étude du fonctionnement hydro-sédimentaire et des relations avec les fluctuations climatiques, combinant l'analyse d'une longue chronique de turbidité (il s'agit de la première fois que l'on dispose d'une telle chronique de 22 années) avec un enregistrement sédimentaire (carottes).

Les questions scientifiques abordées successivement dans ce travail sont les suivantes :

Les contextes structural et hydrogéologique régionaux et locaux peuvent-ils influencer les caractéristiques de la dynamique de la réponse hydrologique de trois sources proches ?

- Le fonctionnement hydrologique des trois sources est-il similaire ou différent ?
- Quelle est la part du contexte régional et local dans le fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel ?

Les fluctuations climatiques contrôlent-elles les modes de variabilité hydrologique et hydrosédimentaire d'un hydrosystème local ? Quelles échelles temporelles sont préférentiellement affectées par ces fluctuations climatiques globales ?

Afin de répondre à ces questions, cette thèse est divisée en quatre parties :

- Partie I : Une présentation générale du contexte géographique, géologique et climatique de l'étude et des différentes méthodes d'analyses employées.

- Partie II : Le thème principal de cette partie est de définir le rôle et l'impact des trois principaux paramètres forçant du site d'étude : (i) le contrôle climatique (ii) le contrôle structural (iii) la dualité de la relation aquifère poreux/karst.

Le premier chapitre aborde l'étude de la variabilité des paramètres hydrosédimentaires à l'échelle spatio-temporelle sous l'influence des signaux météorologiques et climatiques. L'objectif du second chapitre est de définir les grands traits structuraux et leurs implications sur les dynamiques de la nappe de la craie, dans un premier temps à l'échelle régionale du Bec de Caux, puis dans un second temps à l'échelle locale de la zone d'étude. Le dernier chapitre de cette partie vise à mettre en évidence la dualité du comportement de la nappe de la craie entre la mise en place d'un aquifère puissant régional et le drainage karstique local.

- Partie III : Dans un premier temps cette partie aborde l'état des connaissances du fonctionnement hydrologique du champ captant de Radicatel et la description des données brutes acquises lors des cycles hydrologiques 2007-08 et 2008-09. Dans un second temps, nous aborderons la réactivité des sources de Radicatel suite aux précipitations, tout d'abord par le biais d'une discussion de l'impact du bassin versant sur les modifications du signal d'entrée du système karstique, puis par la détermination des conditions météorologiques favorables à l'initiation des processus de ruissellement et d'érosion, et pour finir par les temps de réactivité des trois sources qui ont été déterminés lors de deux cycles hydrologiques marqués par une baisse du niveau piézométrique. La suite de cette partie porte sur l'impact des processus anthropiques, sur la modification des signaux de sortie, et plus précisément, les effets du pompage. Les deux derniers chapitres abordent une étude et une synthèse du fonctionnement hydrologique des trois sources sélectionnées sous l'influence du contexte structural et hydrogéologique.

- Partie IV : Cette dernière partie orientée appliquée vise à répondre à des questions et à aborder des problématiques permettant une gestion plus fine de la ressource exploitée.

Partie I : Cadre de l'étude et Méthodologie

I.1 Description générale de la Seine Maritime

Le site, sujet de cette étude, se situe à l'Ouest de la Seine-Maritime, et plus précisément dans le Bec de Caux.

Le département de la Seine Maritime est délimité au Nord par la Manche et au Sud par la Seine (Figure I- 1). On divise habituellement ce département en trois sous régions :

- Le Pays de Caux : entre la Seine et la Manche, que l'on peut encore subdiviser en trois espaces : Le Bec de Caux, le Caux maritime et le Caux central.
- Le Pays de Bray : au Nord Est du département
- Le Vexin normand : au Sud Est.

Le climat est océanique avec des températures moyennes assez fraîches de l'ordre de 10 à 12 °C. Les précipitations moyennes annuelles s'échelonnent de 700 mm (au Havre) à 1100 mm par an (à Bolbec) (Massei, 2001). Le relief est modéré et caractérisé par des plateaux dont l'altitude est globalement supérieure à 200 m, avec un point culminant à 241 m. Ces plateaux sont fortement incisés par le réseau hydrographique, ce qui se traduit par de petites vallées encaissées.

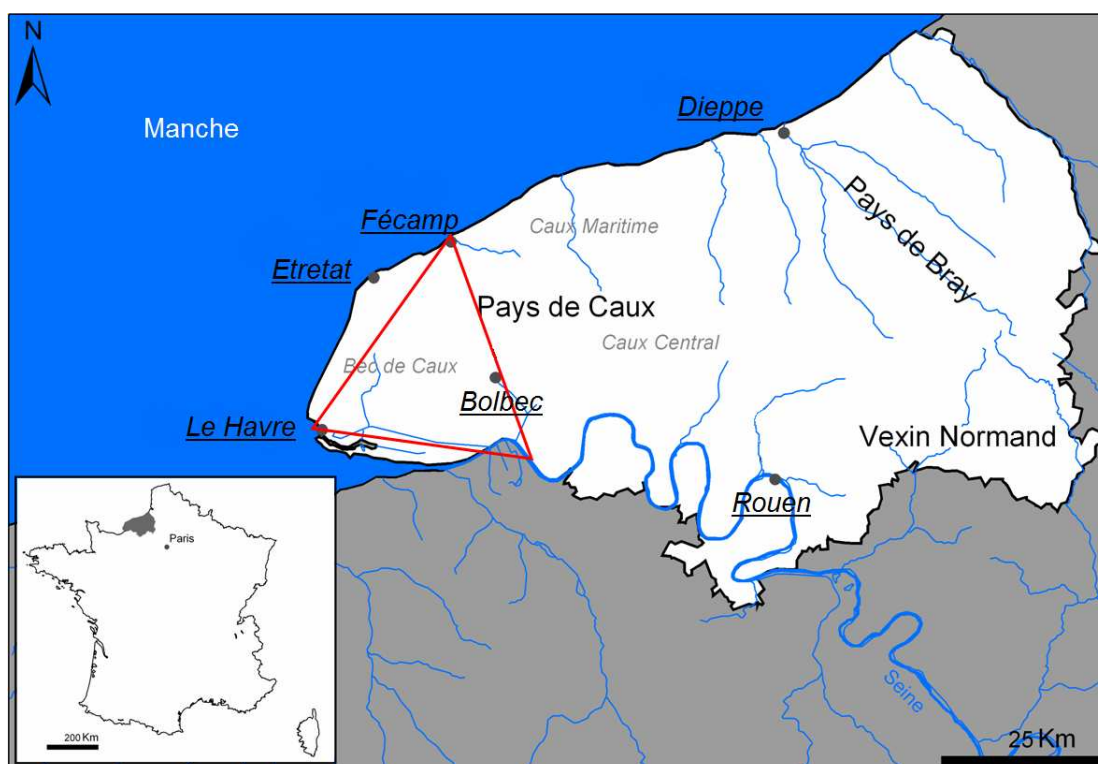


Figure I- 1 : Régions naturelles de la Seine Maritime

I.1.1 Lithologie et stratigraphie

D'un point de vue géologique, le département de la Seine Maritime est constitué par une table de craie présentant un faible pendage vers l'Est et recouverte par une couche d'argile à silex correspondant au manteau d'altération de la craie (altérite à silex) (Laignel, 1997; Quesnel, 1997; Laignel *et al.*, 1999; Laignel *et al.*, 2002; Laignel, 2003). Cette couche est elle-même surmontée par des limons des plateaux ou loess quaternaires (Lautridou, 1985). Sous les loess, on trouve également ponctuellement des dépôts sablo-argileux tertiaires, le plus souvent sous forme de poches au sommet et au sein des argiles à silex (Laignel, 2003). Dans les vallées, on rencontre principalement des alluvions (Lefèbre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999; Sebag, 2002).

Quesnel (1997), et Laignel (1997; 2003) ont proposé une coupe schématique synthétisant la répartition des formations superficielles sur le substrat crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris (Figure I- 2).

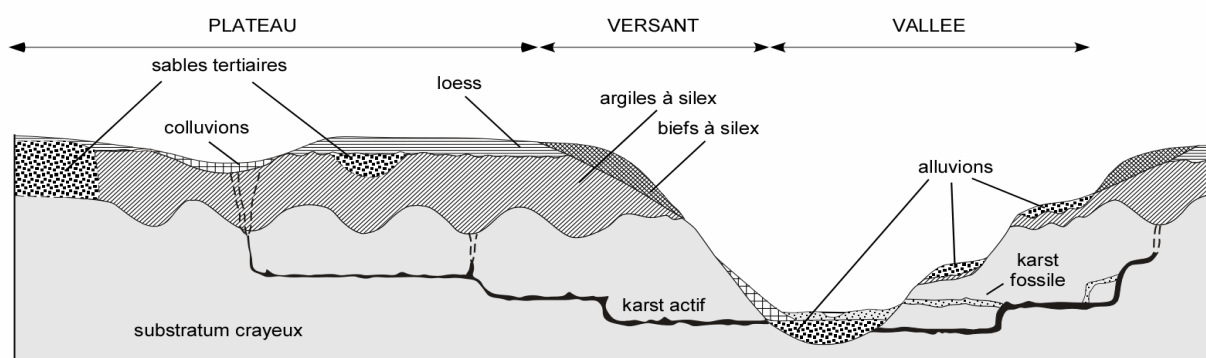


Figure I- 2 : Les trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de la Seine Maritime (Laignel, 1997)

I.1.1.1 Craie

A l'exception de quelques affleurements de terrains jurassiques et crétacés inférieurs à la faveur de bombements anticlinaux (exemple du Pays de Bray), les terrains appartiennent au Crétacé supérieur. Le sous-sol de l'Ouest du Bassin Parisien est principalement constitué par des craies plus ou moins riches en silex. Les craies sont d'anciennes boues micritiques constituées principalement par des éléments calcitiques provenant d'organismes pélagiques ainsi que d'une microflore planctonique ou benthique (Foraminifères par exemple) et d'une macrofaune parfois abondante comme les bivalves et les brachiopodes (Cavelier et Médioni, 1980; Rodet, 1991). On distingue 5 étages stratigraphiques : Cénamonien, Turonien, Coniacien, Santonien et Campanien.

– Cénomanién :

Craie grise argileuse, plus ou moins sableuse, bien litée présentant localement de la glauconie. Quelques bancs lenticulaires décimétriques de silex brun noir sont présents. Au total, cette formation a une épaisseur comprise entre 30 et 60 m.

– Turonien :

Craie grisâtre, tendre et homogène à la base devient granuleuse au sommet avec quelques bancs indurés (hard-grounds). La formation ne contient quasiment pas de silex à sa base, mais la partie supérieure en contient davantage. L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 70 à 100 m au Nord du Bray.

– Sénonien :

Craie blanche et riche en silex. Cette formation est épaisse car pouvant atteindre 160 m. Les sous étages du Sénonien sont :

- *Coniacien* : craie blanche, légèrement argileuse et tendre, caractérisée par de nombreux lits de silex. L'épaisseur de cette craie varie entre 15 m (au Sud-Est de Bray) et 60 m.
- *Santonien* : craie blanche et tendre, elle contient de fréquents lits de silex qui soulignent la stratigraphie. Son épaisseur varie de 30 à 80 m.
- *Campanien* : craie blanche avec silex, de teinte brun noir ou gris clair. L'épaisseur totale de cette craie est de 30 à 40 m.

A partir d'analyses (teneur en silex et insolubles fins, porosité, perméabilité) et d'une synthèse bibliographique, Laignel (2003) et Costa *et al.* (2006) ont montré que les caractéristiques lithologiques des craies sont relativement peu homogènes (à l'exception du cortège argileux) et que celles-ci dépendent majoritairement de l'étage stratigraphique considéré. Autrement dit, les variations régionales de faciès, de lithologie et des caractéristiques physiques observées dans les craies de l'Ouest du Bassin de Paris sont donc d'ordre uniquement stratigraphique. Seul le Cénomanién présente des variations régionales.

A la base des formations crayeuses, le Cénomanién inférieur est représenté par des sables calcaires glauconieux et l'Albien est constitué par des argiles grises de faciès de Gault (Lauverjat, 1965).

I.1.1.2 Formations superficielles des plateaux

Les formations superficielles sont constituées par :

- Les dépôts sableux ou sablo-argileux tertiaires,
- Les argiles à silex ou altérites à silex Plio-quaternaires,
- Les loess quaternaires (Pléistocène).

Ces formations tertiaires se présentent essentiellement conservées dans des fossés d'effondrement ou des poches karstiques (cônes de dissolution, racines d'altérations), et plus rarement sous forme d'épandage continu (exemple : Cap d'Ailly). Ces dépôts tertiaires plus ou moins argileux sont conservés au sommet des argiles à silex lorsqu'ils sont en poche sous les loess. Ces sables ne présentent pas ou rarement de structures sédimentaires et leurs origines sont diverses et encore mal définies (Laignel *et al.*, 2002; Laignel, 2003; Hauchard et Laignel, 2008).

La présence de ces poches est difficile tant à localiser qu'à identifier. Celles-ci ont des profondeurs allant de 5 à 20 m pour une largeur de 5 à 30 m (Laignel, 1997).

Par ordre chronologique, on distingue en Seine-Maritime :

- Sables et argiles du Thanétien (avec la présence de galets de silex appelés Avellanaires = galets de sinceny = galets fauves, habituellement noirs ou jaunes, silex roulés avec des traces de chocs en coup d'ongle). Ces sables et argiles ont une origine marine.
- Sables et argiles de l'Yprésien (dont les sables fins du Cuisien), situés principalement dans le Pays de Caux (excepté le Sud-Ouest) et dans le Talou, d'origine marine (mer en provenance du Nord-Est).
- Sables de Lozère du Pliocène, grossiers avec des passées de grain de quartz type « gros sel » moyennes à fines et pouvant être argileuses. Ces Sables sont d'origine fluvatile.
- Sables de Saint Eustache du Pliocène, postérieurs aux sables de Lozère. Ils sont plus fins et correspondraient à un remaniement fluvatile voire éolien des Sables de Fontainebleau (Quesnel, 1997; Hauchard, 2001).

– Les argiles à silex ou formations résiduelles à silex (RS)

Ces formations sont constituées par des silex emballés dans une matrice argilo-limono-sableuse, dont les proportions des différents constituants varient d'un site à l'autre (Laignel, 1997). Les argiles à silex résultent de l'altération météoritique de la craie au cours des périodes du Cénozoïque. Pour la Seine-Maritime, il existe deux grandes périodes d'altération : le Plio-quaternaire et le Quaternaire (Laignel, 1997; Laignel *et al.*, 1998a; Laignel *et al.*, 1999; Laignel *et al.*, 2002). L'eau de pluie, grâce à un enrichissement en acide carbonique (dans l'atmosphère et dans le sol), dissout la craie. Les produits solubles sont alors évacués par les eaux de percolation et seuls les dépôts résiduels restent sur place. Laignel (1997) a montré que les argiles à silex sont en réalité un mélange de produits d'altération de la craie

et d'apports allochtones des formations tertiaires et des loess. Ce manteau d'altération pénètre localement le substrat crayeux pour donner des indentations caractéristiques (formes en doigts de gant, appelées entonnoirs de dissolution ou racine d'altération).

Laignel (1997; 2003), Laignel *et al.*, (1998a; 2002; 2003), ont distingué deux familles en fonction de la position morphologique des sites : les argiles à silex localisées sur les plateaux et les argiles à silex situées sur les versants = les biefs à silex. Les argiles à silex de plateau sont représentées par trois familles avec des épaisseurs et des caractéristiques lithologiques différentes (Talou, Pays de Caux, Hautes terrasses de Seine) (Figure I- 3).

- *RS Talou* : épaisseur faible < 5m, argile dominée par de la smectite
- *RS Pays de Caux* : épaisseur variable entre 5 et 15 m, argile légèrement dominée par de la kaolinite
- *RS Hautes terrasses* : épaisseur très faible < 3 m

Les argiles présentent dans notre zone d'étude sont de la famille des RS Pays de Caux et leur épaisseur est comprise entre 10 et 16 m.

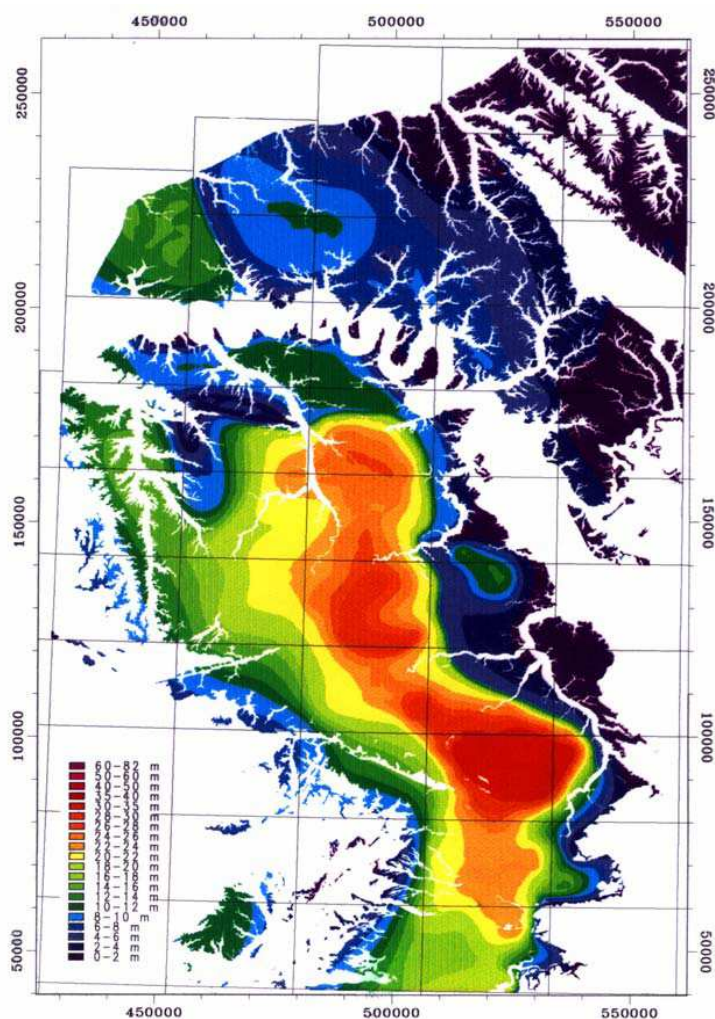


Figure I- 3 : Répartition spatiale de l'épaisseur de RS dans l'Ouest du Bassin de Paris (Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997).

– Les loess

Les loess sont des dépôts sédimentaires meubles non stratifiés continentaux d'origine éolienne, dominés par la fraction granulométrique silteuse (Lautridou, 1985). Ces dépôts éoliens se sont mis en place au cours des phases froides du Pleistocène, en contexte périglaciaire. Au cours des périodes froides du Quaternaire, les vents dominants de Nord-Ouest à Nord-Nord-Ouest ont mis en place des dépôts limoneux sur les plateaux et les versants. Les loess vont recouvrir toute la région. Leur épaisseur varie selon l'orientation et la topographie de quelques millimètres à quelques mètres (Lautridou, 1985), et selon l'orientation des vents dominants (les épaisseurs diminuent du Nord Ouest vers le Sud Est). Dans notre zone d'étude, ces épaisseurs sont homogènes et en moyenne entre 2 et 5 m, mais peuvent atteindre jusqu'à 10 m ponctuellement. Cette formation est perméable et possède un assez grand pouvoir de rétention. Elle laisse passer les pluies fines qui alimentent le réservoir crayeux, mais lors de pluies fortes, le phénomène de croûte de battance va apparaître et diminuer la capacité d'infiltration ; les eaux ruissellent et provoquent des ravinements sur les pentes et entraînent le sol (Maqsoud, 1996).

– Alluvions de la Seine

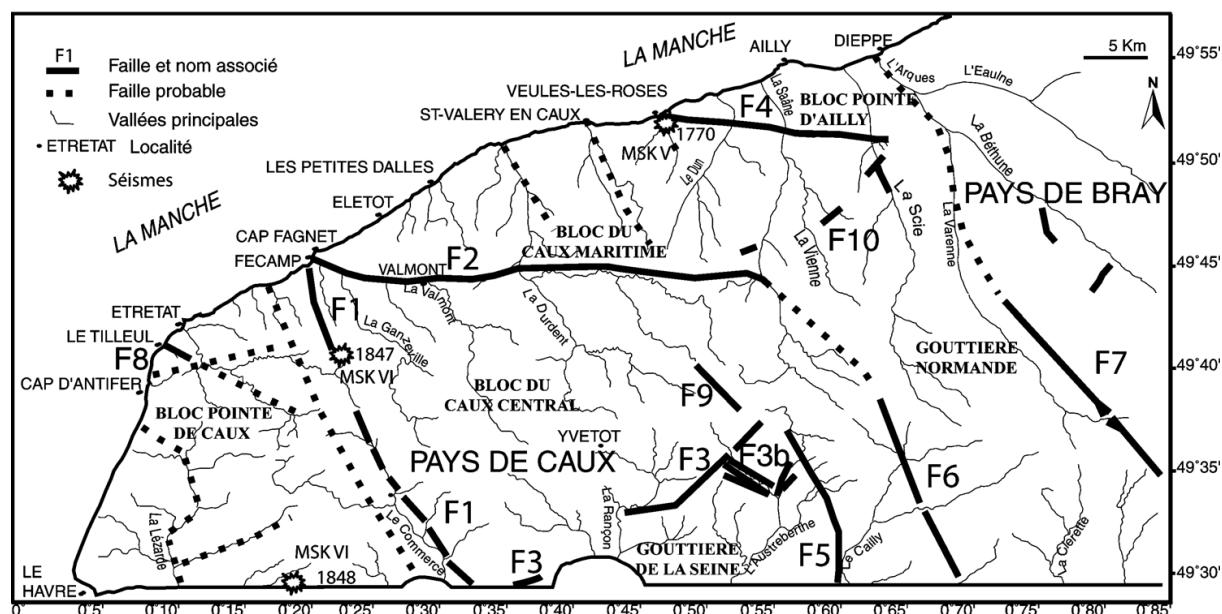
Deux ensembles d'alluvions peuvent être distingués.

- Les alluvions anciennes sont constituées principalement de cailloux, graviers et sables émoussés. Ces alluvions sont en terrasses sur plusieurs niveaux, mais également en fond de vallées pour ce qui résulte de la dernière période glaciaire (Weichselien) (Lefèbvre *et al.*, 1994; Lautridou *et al.*, 1999).
- Les alluvions récentes sont des alluvions fines (sables, silts, argiles et dépôts organiques = tourbes). Ces alluvions correspondent généralement à l'extension des plus grandes crues de la Seine dans la plaine alluviale. L'épaisseur de cette couverture peut atteindre 20 m avec la présence de couches de tourbes intercalées de 2 à 4 m d'épaisseur. On les trouve dans les plaines alluviales, recouvrant les alluvions de fond de la dernière glaciation (Frouin, 2007).

I.1.2 Contexte structural

Dans le Pays de Caux, l'ensemble subtabulaire et monotone de la craie du Crétacé supérieur présente un faible pendage (5 ‰) vers le NNE (Ternet, 1969). Cette structure est faiblement déformée et accidentée par de grandes failles principales de direction armoricaine (N150-160 et N120-130) et secondairement par des failles de direction varisque (N30-50) résultant des rejeux multiples de la tectonique post-paléozoïque (Figure I- 4). A ces dispositifs faillés sont généralement associées des structures plicatives en dômes relayées

par des synclinaux (Cavelier et Médioni, 1980; Ragot, 1988; Wazi, 1988; Hauchard, 2001; Hauchard *et al.*, 2002a). Les failles les plus importantes sont les failles de Fécamp–Lillebonne, de la Seine et du Pays de Bray (Hauchard *et al.*, 2002a).



Les accidents de direction N30–50 ont comme éléments principaux la faille de Villequier et son prolongement vers le Nord-Est (Cavelier et Médioni, 1980). Ceci suggère ainsi un ensemble de directions plus secondaires au plan régional et perpendiculaires aux directions principales, traduisant un jeu en cisaillement senestre durant la phase hercynienne (Wazi, 1988). A ceci, s'ajoute une direction majeure supplémentaire orientée N90–100, mise récemment en évidence par les travaux de Hauchard (2001), Hauchard *et al.* (2002a) et Hauchard et Laignel (2008) (Figure I-4). L'existence de ces failles orientées N90-100 est sans doute liée au rejeu d'accidents tectoniques ayant affecté le socle lors de l'orogénèse Hercynienne, voire Cadomienne (Wyns, 2000; Hauchard, 2001; Hauchard *et al.*, 2002a; Hauchard et Laignel, 2008).

I.1.3 Hydrogéologie régionale

Les trois ensembles lithologiques présentés précédemment possèdent tous un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusqu'aux exutoires. Le principal système aquifère est celui de la nappe de la craie. A cet aquifère de la craie, on peut ajouter deux systèmes secondaires du point de vue de la ressource en eau. Nous avons donc régionalement les aquifères suivants :

- L'aquifère de la Craie (nappe de la craie)
- L'aquifère des alluvions (nappe des alluvions)
- La nappe des sables verts de l'Albien

I.1.3.1 L'aquifère de la Craie

Comme l'ensemble des roches carbonatées, la craie est sensible à l'altération chimique des eaux météoriques, ce qui se traduit par l'établissement de systèmes karstiques.

– Le karst de la craie

Même s'il ne présente pas la même ampleur que les karsts de pays calcaires (grands causses du Sud de la France, Croatie, Slovénie), le karst de la craie est très développé dans certaines zones du Bassin de Paris et sa genèse est spécifique (Rodet, 1978; 1991; 1996; 1997; 2007).

Cette reconnaissance de la présence de phénomènes karstiques date d'une trentaine d'années et ce grâce à de nombreux travaux spéléologiques (Lepiller, 1975; Rodet, 1986) et hydrogéologiques, (Lepiller, 1975; Roux, 1978; Calba *et al.*, 1979; Calba, 1980; Roux *et al.*, 1981; Rodet, 1986; Rico, 1990; Bracq, 1992; Bracq *et al.*, 1992; Rico *et al.*, 1993; Maqsoud, 1996; Massei, 2001; Valdes, 2005; Massei *et al.*, 2006b; Fournier *et al.*, 2007b).

Pour le Pays de Caux, Rodet (1991) donne la répartition suivante pour les structures karstiques : 89,1% pour le littoral cauchois et le val de Seine, 10% pour les vallées secondaires (affluents de la Seine) et 0,9% pour les plateaux, ces chiffres ne prennent pas en compte les très nombreuses racines d'altération présentent sur l'ensemble du territoire.

Le karst de la craie de Haute Normandie est hérité des variations des niveaux de base que sont la Seine et la Manche au cours des temps géologiques. Une partie des structures karstiques se trouve sous le niveau de base actuel depuis la fin de la transgression Flandrienne. Cette partie des réseaux karstiques est dorénavant noyée. L'autre partie prend en charge des circulations temporaires ou pérennes, mais elle peut être également déconnectée de l'activité hydrogéologique (Rodet, 1991; Massei, 2001; Fournier, 2006).

Les différents types de morphologie karstique observables dans le Pays de Caux et dans le reste de la Normandie sont induits par des régimes de fonctionnement différents et peuvent parfois représenter les différents stades de la formation d'un système karstique (Rodet, 1991). On citera comme exemples importants de développement des systèmes karstiques, le karst de Caumont (Eure) (8 Km de drains) dont le réseau très complexe illustre des fonctionnements de type « fluvial » et « estuarien » du karst de restitution. On peut également citer le cas du karst des Petites Dalles (Seine Maritime), ou bien encore la rivière souterraine d'Yport (Seine Maritime) présentant des débits moyens de l'ordre de 1 m³/s.

Les formations superficielles présentes dans la région possèdent des épaisseurs variables spatialement et constituent une surface propice à l'infiltration lente (plus ou moins efficace). Elles peuvent devenir très imperméables et propices au ruissellement et à l'érosion lorsque leur capacité d'infiltrabilité est atteinte (Laignel, 2003). Cette couverture confère au karst de la craie une nature de karst binaire. Dans ce contexte, le rôle des formations sommitales non karstifiables est fondamental car les eaux engouffrées ont alors une énergie importante et un fort potentiel chimique et mécanique d'altération de la craie (Ford et Williams, 2007).

Cette couverture complexe et hétérogène masque les formes d'introduction développées dans l'encaissant crayeux. Elle participe à l'alimentation de l'aquifère crayeux en retenant une nappe suspendue qui s'écoule par les trous d'un complexe faiblement perméable et favorise le développement de pertes, de points d'engouffrement ou de bétoires (appellation issu d'un terme cauchois « boit-tout » lui-même issu de « bé-tu ») sous forme d'entonnoirs, de dimensions et de profondeurs variées (Lacroix *et al.*, 2000; Costa *et al.*, 2006; Rodet, 2007). Ces points d'engouffrement représentent l'une des figures remarquables de la morphologie visible des systèmes karstiques sur les plateaux. Ils sont à rapprocher des dolines avec embut (petits puits absorbants ou petits avens) (Massei, 2001) (Photo I- 1).

L'observation en coupe verticale de ces racines d'altération est aisée sur les fronts de falaise du littoral normand et de falaise de la vallée de Seine (Rodet, 1991; Laignel, 1997; Laignel *et al.*, 1999; Laignel, 2003; Costa *et al.*, 2006).

La grande majorité de ces bétoires est d'origine naturelle (indentation ou racine du manteau d'altération de la craie). Dans ce cas, elles sont toujours reliées à la zone épikarstique.

Néanmoins, elles peuvent avoir une origine anthropique faisant suite à l'extraction de la craie. Dans ce cas on les appellera puissarts, ou marnières (Rodet, 1991; Rodet, 1993). La disposition des bétoires naturelles s'appuie sur le contexte structural et le développement de l'altération de la craie. On remarque que dans certains cas, les bétoires peuvent être réparties sur des axes structuraux majeurs, comme par exemple la perte du Bébec qui se situe à l'aplomb de la faille de Triquerville (Massei, 2001).

Ces points d'engouffrement drainent les eaux de ruissellement du bassin versant directement vers la craie. Ces engouffrements rapides ne contribuent que peu à la recharge de l'aquifère (Massei, 2001). En revanche, ils influencent fortement la qualité des eaux souterraines : forte augmentation de la concentration des matières en suspension (turbidité), ainsi que toutes les pollutions associées à ces particules (pollutions agricoles, lessivas de voiries, contamination fécale,...) (Dussart-Baptista, 2003; Dussart-Baptista *et al.*, 2003; Valdes, 2005; Laroche-Ajzenberg, 2010a). On peut également noter que traditionnellement, dans le Pays de Caux, ces bétoires marquées par des dépressions plus ou moins importantes ont servi et servent encore de décharges sauvages (ordures ménagères, carcasses de voiture, remblais en tout genre,...).

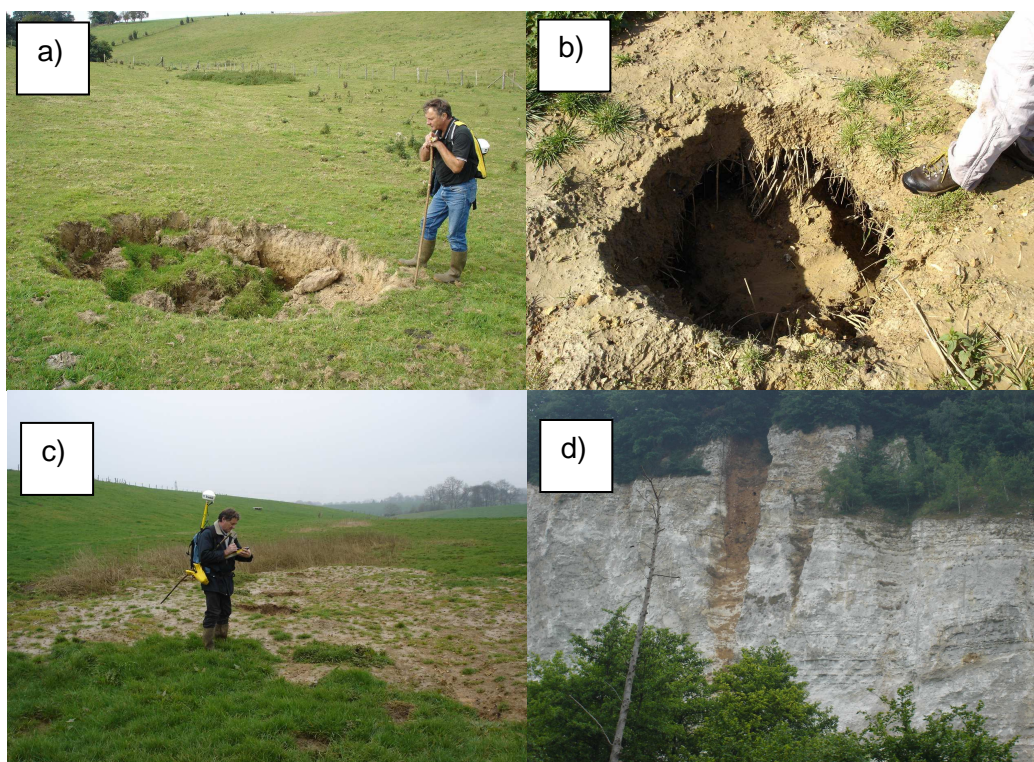


Photo I- 1 : Exemples de points d'engouffrement (a, b, c); Racine d'altération de la carrière de la Pierre Gante (d)

– Nappe de la craie

L'aquifère de la craie est une nappe à surface libre dont le mur est constitué par le toit imperméable de l'Albien. En Seine-Maritime, il existe deux niveaux de base qui vont contraindre l'aquifère de la Craie à s'écouler du Sud vers le Nord pour les bassins versants littoraux, et du Nord vers le Sud pour les bassins versants de bord de Seine. Cet aquifère est communément dénommé « nappe de la craie ».

La nappe de la craie est caractérisée par trois composantes : les propriétés physiques de la craie (porosité et conductivité hydraulique), le drainage (porosité) fissural(e), ainsi que le drainage karstique.

Cette mixité inégale dans l'espace et dans le temps est révélée par la complexité des fonctionnements des points d'alimentation en eau, le karst étant plus ou moins évolué, connecté et intégré à l'aquifère de la craie (Rodet, 2007).

• *Propriétés physiques de la craie*

La Craie se démarque des autres formations carbonatées par sa texture fine et tendre dont la micro-structure alvéolaire traduit ainsi une porosité élevée. Cette nappe s'appuie en profondeur sur la fermeture des pores par compression de la masse crayeuse (Mégnyen, 1964; Bracq, 1992).

La porosité totale de la craie est en moyenne de l'ordre de 30 à 40% (Juignet, 1974 ; Maqsoud, 1996). Laignel (2003) estime la porosité avec une fourchette beaucoup plus large de 15.4 à 47% en fonction des différents étages stratigraphiques considérés (Tableau I- 1).

Etages stratigraphiques	Porosité en %
Cénomanién	15.4 à 41.3
Turonien	26.3 à 46.0
Coniacien	22.6 à 38.3
Santonien	40.2 à 45.6
Campanien	43.4 à 45.0

Tableau I- 1 : Porosité de la craie (d'après Laignel, 2003)

Ces valeurs de porosité totale sont élevées, mais il est nécessaire de considérer un paramètre plus significatif du point de vue hydrodynamique, la porosité efficace. Ce paramètre caractérise le degré d'interconnexion des pores.

Calba (1980) a estimé la porosité efficace pour l'ensemble du bassin versant de la Rançon et donne comme valeur 0.5 %, conforme aux valeurs de porosité efficace trouvées par Mégrien (1979). Cette faible valeur est vraisemblablement liée à la petite taille des pores, généralement inférieure à 1 μm (Maqsoud, 1996). La porosité assure la fonction capacitive de l'aquifère alors que la fonction transmissive est caractérisée par la perméabilité hydraulique ou conductivité hydraulique. La craie est donc essentiellement aquiclude (elle contient de l'eau mais il n'y a pas d'écoulement) et très peu transmissive. La conductivité hydraulique de la craie matricielle a été estimée à environ 1 m.an^{-1} , soit environ 10^{-8} m.s^{-1} (Bracq, 1992; Mathias *et al.*, 2005).

• Rôle de la fracturation

La craie devient un aquifère que si elle est suffisamment affectée de fractures interconnectées et ouvertes. Cette fracturation permet le drainage de l'eau de la craie et lui confère ses propriétés aquifères (conductivité hydraulique, emmagasinement,...). Cette perméabilité hydraulique exerce donc un rôle primordial dans la fonction transmissive de l'aquifère et dans l'organisation des gradients hydrauliques. La fracturation de la craie permet d'obtenir des valeurs de conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-6} m.s^{-1} (Wazi, 1988 ; Maqsoud, 1996). De la Quèrière (1978) a obtenu des valeurs de 10^{-4} m.s^{-1} en vallée sèche et 10^{-5} m.s^{-1} en plateau.

• Le drainage karstique

La présence de réseaux karstiques au sein de la craie apporte une autre dimension aux propriétés transmissives de la craie. Ainsi, la perméabilité hydraulique de conduit, selon les connexions actives avec les points d'engouffrements peut localement assurer des vitesses de transfert pouvant atteindre et dépasser 100 m.h^{-1} , soit des perméabilités hydrauliques de

l'ordre de 10^{-1} m.s^{-1} à 10^{-3} m.s^{-1} . Cette perméabilité hydraulique n'a qu'un rôle transmissif dans les transferts rapides, rôle qui est en partie contrôlé par la porosité de fracture et le contexte structural régional. Son importance et les vitesses de transfert qui en découlent, exercent aussi un rôle primordial sur la vulnérabilité des ressources exploitées.

De nombreux traçages réalisés dans la région Haute Normandie ont mis en évidence des vitesses de circulation moyennes de l'ordre de 200 m.h^{-1} (Calba, 1980 ; Rico, 1990 ; Rodet, 1991 ; Maqsoud, 1996 ; Massei, 2001 ; Fournier, 2008), pouvant même atteindre 600 m.h^{-1} (Nebbache, 1999). Les différentes campagnes de traçages récentes (2006 à 2010) des sources de Radicatel ont mis en évidence des vitesses de circulations souterraines de 177 m.h^{-1} (Ginger environnement, 2007) et de 265 à 333 m.h^{-1} (IDDEA, 2010).

– Le risque sanitaire de la nappe de la craie : La turbidité

La turbidité est un paramètre qui caractérise le « trouble » de l'eau. Ce n'est pas à proprement parler une grandeur physique, comme la salinité, la concentration d'un élément quelconque dans l'eau, ou encore la température, mais plutôt une variable qui est plus ou moins directement liée à la concentration de matières en suspension (MES). C'est une mesure optique dont l'unité est le NTU, pour « Nephelometric Turbidity Unit » (Unité de turbidité néphélométrique, en français). La mesure de turbidité est très utilisée pour des raisons de commodité, les concentrations de matières en suspension ne pouvant que difficilement être obtenues à un pas de temps fin sur de longues périodes. En Haute Normandie, où presque 100 % de la ressource en eau est d'origine souterraine, la turbidité a une influence non négligeable sur la santé publique : Beaudeau *et al.* (1999; 2010) montrent par des études statistiques que 10 % des cas annuels de troubles gastro-intestinaux sont susceptibles d'être liés à la consommation de l'eau du robinet. Aux exutoires karstiques, le problème est généralement associé aux crues turbides qui sont observées à l'occasion de périodes de fortes précipitations.

Ainsi, le transport de matières solides et le risque sanitaire associé dans les zones karstiques sont au centre des préoccupations depuis de nombreuses années.

La turbidité observée aux exutoires karstiques a deux origines potentielles : soit elle provient du transport direct depuis l'introduction d'eaux de ruissellement déjà chargées en particules, soit elle correspond à la remobilisation de dépôts intra-karstiques remis en suspension sous l'effet des transferts de pression (onde de crue dans le réseau) (Lacroix *et al.*, 2000 ; Massei, 2001 ; Fournier *et al.*, 2007a, 2007b). Les sources de sédiments mobilisables créant la turbidité sont globalement de deux types : (i) soit d'origine allochtone par rapport au karst, c'est-à-dire être issus de sédiments érodés sur les plateaux et engouffrés aux bêttoires avec les eaux de ruissellement, (ii) soit provenir de stocks déjà présents dans l'aquifère, que l'on qualifiera alors de sédiments autochtones. Parmi les sédiments d'origine autochtone, on peut

également définir deux catégories : les sédiments originaires de la surface stockés un temps dans le karst et remobilisés sous certaines conditions hydrodynamiques, et les résidus de l'altération de la craie (de la karstification).

I.1.3.2 Les autres nappes

– La nappe des alluvions

Nous l'avons vu précédemment, les alluvions de la Seine se divisent en deux ensembles ayant des caractéristiques lithologiques différentes. Ces différences vont se retrouver dans leur comportement vis à vis de l'eau.

Les alluvions récentes, de part leur lithologie fine vont constituer une strate ayant une perméabilité faible.

Les alluvions anciennes, composées de matériel grossier, présentent quant à elles une bonne perméabilité mais un faible pouvoir filtrant.

La nappe des alluvions peut être décrite comme semi-captive et localisée dans les alluvions anciennes et connectée avec le toit de la craie. Il existe donc deux aquifères ayant des caractéristiques différentes en contact. La notion de nappe des alluvions comme entité hydrologique est discutable puisqu'elle est généralement alimentée directement par la nappe de la craie.

– La nappe des sables verts de l'Albien

La nappe des sables verts de l'Albien, localisée sous l'aquifère de la craie est une nappe captive profonde sauf dans l'estuaire de la Seine dans lequel l'Albien affleure en surface. Les nappes de la craie et de l'Albien sont séparées par les argiles du Gault d'une épaisseur variable (de 10 à 50 m). Cet écran continu est réputé imperméable. Cependant, la différence de pression entre les deux nappes (quelques bars) laisse supposer l'existence d'un transit vers la nappe de la craie (Valdes, 2005). Cette nappe est peu exploitée en raison de sa faible capacité de production et de sa grande profondeur (120 à 200 m). Cette nappe est considérée comme stratégique au niveau national en cas de pollution des autres ressources (Vernoux, 2004).

I.1.4 Le système karstique de Radicatel

I.1.4.1 Introduction

Le hameau de Radicatel (commune de Saint Jean de Folleville, Seine-Maritime) se développe autour des nombreuses sources qui sortent du pied d'un petit versant abrupt et qui symbolisent le contact entre la vallée de Seine et les plateaux crayeux. Le système

karstique de Radicatel est situé en rive droite de la Seine, à une trentaine de kilomètres de l'extrémité de l'estuaire, à 3,5 Km à l'Est de la vallée du Commerce, vallée marquée par la présence de la faille majeur Fécamp Lillebonne. Il constitue de part sa position un exemple de karst de la basse vallée de Seine (Figure I- 5).

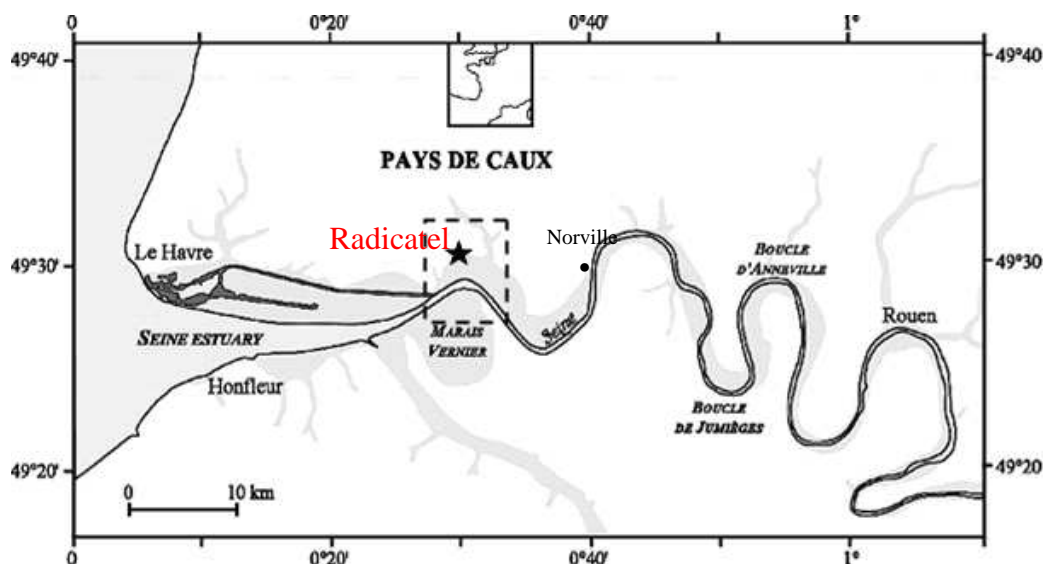


Figure I- 5 : Localisation du champ captant de Radicatel

I.1.4.2 Champ captant de Radicatel

Ce système fait partie d'une des trois principales sources d'eau potable de la communauté d'agglomération havraise (250 000 hab.), avec les sources de Saint Laurent de Brévedent et d'Yport.

Ce champ captant est constitué de quatre sources qui sont d'Est en Ouest, Le Moulin B, le Moulin A, la Bruisseriesse et le Four aux Veaux. A ces quatre sources s'ajoutent une série de 7 forages (CH1 et de C1 à C7 (C6 a été abandonné)) qui complètent la capacité de production des sources naturelles. Six de ces forages (C1-C7, entre 30 et 35 m) exploitent la nappe de la craie, et alimentent l'usine de Radicatel, le septième (CH1) quant à lui, plus profond de 114 m, atteint la nappe de l'Albien et n'est pas exploité. Pour les besoins de l'étude, l'ensemble de ce champ captant sera appelé « système karstique de Radicatel », et seulement trois de ces sources seront étudiées (Figure I- 6) :

- la source du Moulin B,
- la source de la Bruisseriesse,
- la source du Four aux Veaux.

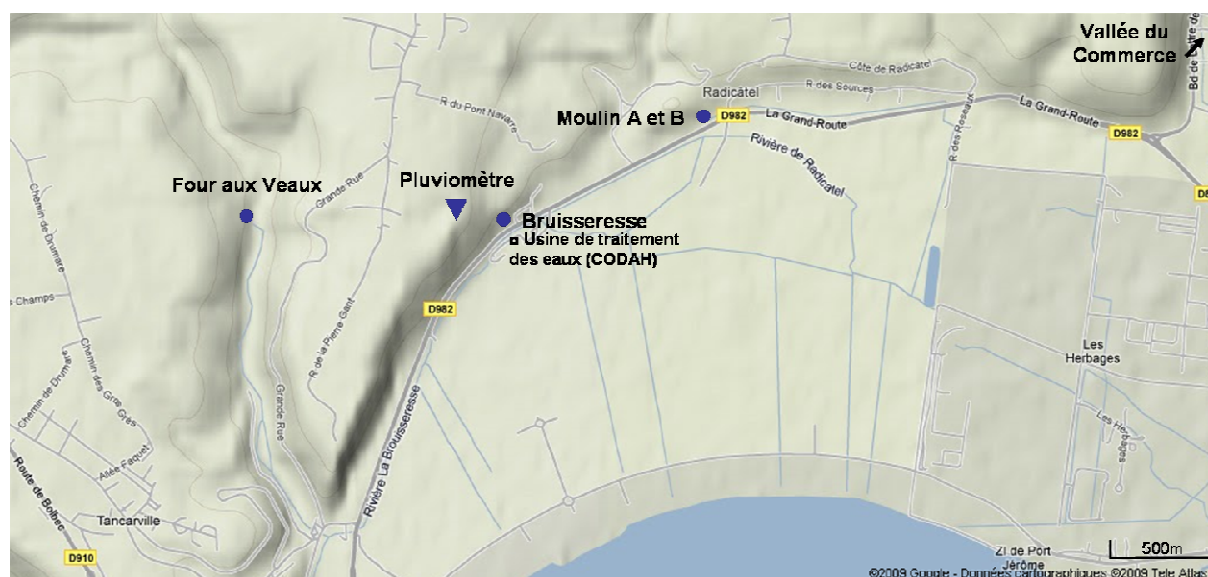


Figure I- 6 : Localisation des sources étudiées

I.1.4.3 Présentation des sources

Le choix de ces sources proches (2.5 Km entre les sources du Moulin B et du Four aux Veaux) s'est fait tout d'abord par rapport à un éloignement progressif vis-à-vis de la faille de Fécamp-Lillebonne, élément majeur de la tectonique régionale situé à environ 4 Km à l'Est du champ captant. Ensuite dans cette même logique, la source du Moulin B a été préférée à celle du Moulin A située à 200 m de la source Moulin B.

La source de la Bruisseresse correspond à la source ayant les débits les plus importants (information donnée par l'exploitant), et présente une position centrale vis-à-vis des deux autres sources.

La source du Four aux Veaux est la plus éloignée de la faille Fécamp-Lillebonne, mais c'est également une source présentant une position particulière. En effet les sources du Moulin B et de la Bruisseresse sont en pied de plateaux, alors que la source du Four aux Veaux est dans un talweg, au niveau d'un petit affleurement de craie.

– La source du Moulin B (00756X0121/HY)

La source du Moulin B est située à l'extrémité Ouest du hameau de Radicatel (Photo I- 2). C'est une source de débordement située au pied du plateau crayeux au contact de la plaine alluviale de la Seine, à une altitude de +5 m (Roux, 1971). L'eau est captée dans la craie du Sénonien inférieur et du Turonien, puis acheminée dans une bêche de mélange à l'usine de traitement de Radicatel.



Photo I- 2 : Source du Moulin B (00756X0121/HY)

A proximité de la source du Moulin B, on trouve la source du Moulin A, également captée, mais aussi de nombreuses sources non captées en pied de falaise s'écoulant dans le milieu naturel.

Il est intéressant de noter la présence de nombreuses autres petites sources au niveau même du hameau de Radicatel. Elles ne sont pas captées à cause de débits assez faibles et d'une grande vulnérabilité liée à la proximité des habitations.

Du point de vue spéléologique, le hameau de Radicatel présente le développement de quelques modestes conduits karstiques qui ont été décrits par Rodet (1991) (Figure I- 7). On peut citer deux exemples :

- La grotte de Radicatel : conduit étroit dégagé sur 5 m, situé 2 m au dessus d'une petite source karstique. Ce conduit a servi pendant longtemps de décharge sauvage. (Figure I- 8a)
- La grotte de la chapelle de Radicatel : conduit installé sur une diaclase parallèle au front de falaise. La galerie se développe sur une distance de 42 m avec une succession de 3 salles. La genèse de cette cavité est associée à la fissuration dont l'expression a été favorisée par une phase d'ennoiement. Cependant les dépôts d'insolubles prouvent une circulation karstique réduite mais réelle. Cette cavité est également développée à proximité d'une petite source (Figure I- 8b).

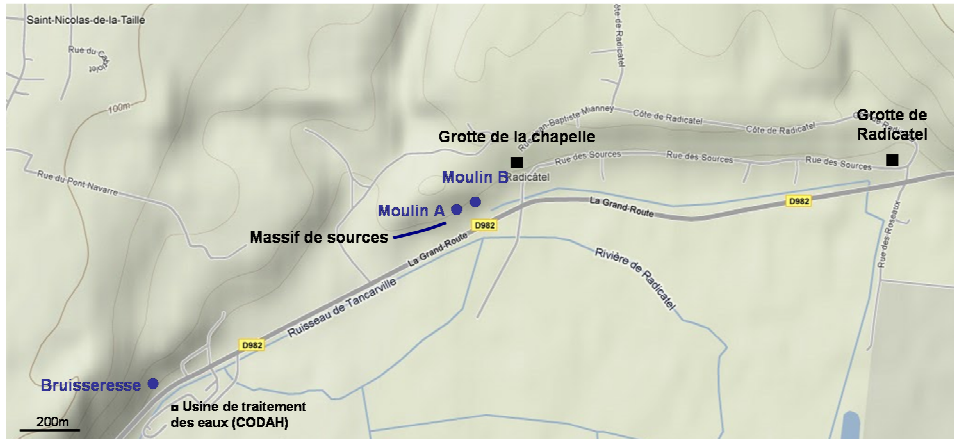


Figure I- 7 : Localisation des cavités karstiques reconnues

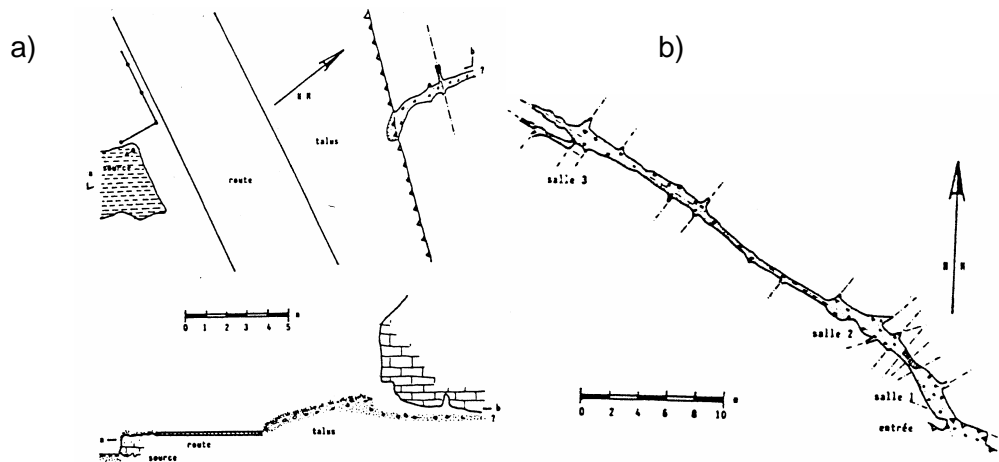


Figure I- 8 : Relevés topographiques des cavités de Radicatel : a) Grotte de Radicatel, b) Grotte de la Chapelle de Radicatel (Rodet, 2001)

– La source de la Bruisseriesse (00756X0122/HY) :

Cette source se situe à 1,4 Km à l'Ouest de la source du Moulin B, à une altitude de +5 m, face à l'usine de traitement des eaux de Radicatel. Comme pour la source du Moulin, la source de la Bruisseriesse est une source de débordement, mais pour celle-ci, une galerie captante d'une longueur de 188 m a été creusée dans la falaise afin de collecter la totalité de la source. Cette source est captée depuis 1902 au contact de la craie sénonienne inférieure et du Turonien (Roux, 1971). Les eaux sont acheminées dans un premier bassin qui est lui-même connecté avec l'usine et la bêche de mélange. Les dimensions et l'orientation de la galerie captante ont été relevées durant le stage de Licence 3 Sc. Environnement de Stéphane Chedeville que j'ai encadré (2009) (Figure I- 9, Photo I- 3).



Figure I- 9 : Vue aérienne de la source de la Bruisseresse couplée au schéma de la galerie captante (fond Géoportail)

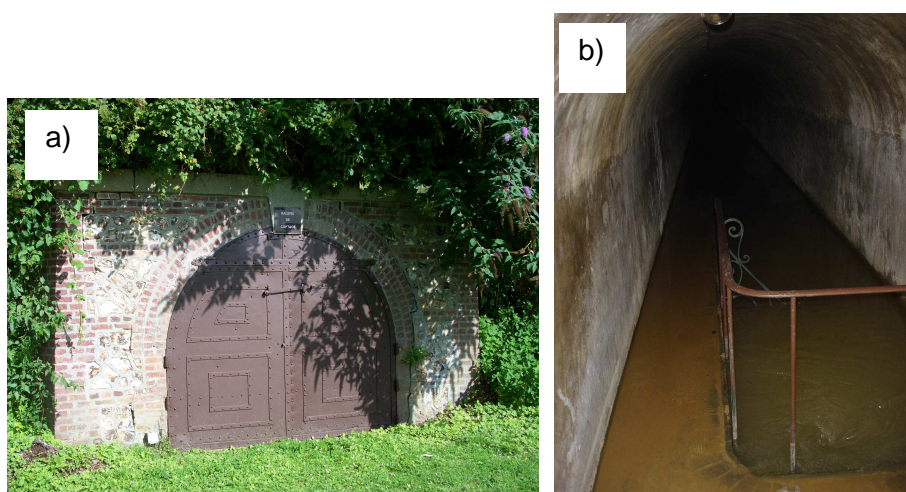


Photo I- 3 : Entrée (a) et galerie captante (b) de la source de la Bruisseresse (00756X0122/HY)

– La source du Four aux Veaux (00756X0082/HY) :

Cette source est localisée à l'extrémité ouest de la zone étudiée, à 1.2 Km de la source de la Bruisseresse et à une altitude +15 m NGF. La position de cette source correspond au recoupement de la nappe de la craie par la surface topographique (Roux, 1971) (Photo I- 4). Cette source a une position légèrement différente des deux autres, car elle est située dans un talweg issu de la réunification de quatre vallons présentant une morphologie en baïonnette. La superficie du bassin versant superficiel est d'une quinzaine de kilomètres carrés. Cette source captée depuis les années 1970 par la ville du Havre, alimente également une zone humide et un ruisseau qui traverse le village de Tancarville avant de se jeter dans la Seine.



Photo I- 4 : Source du Four aux Veaux (00756X0082/HY)

I.1.4.4 Usine de traitement des eaux de Radicatel

Les sources et forages de cet ensemble sont sensibles aux phénomènes de crues turbides qui apparaissent suite aux précipitations. Afin de répondre aux normes dictées par les différentes législations successives, les eaux sont traitées par une usine regroupant les eaux des différents points de production.

Le traitement est une suite de différentes étapes faisant intervenir divers procédés physiques, chimiques, physico-chimiques et biologiques selon le schéma suivant (Figure I-10).

Cette usine alimente la communauté d'agglomération havraise en eau potable, mais également les différentes zones industrielles présentes dans l'estuaire de la Seine selon un schéma d'alimentation différent.

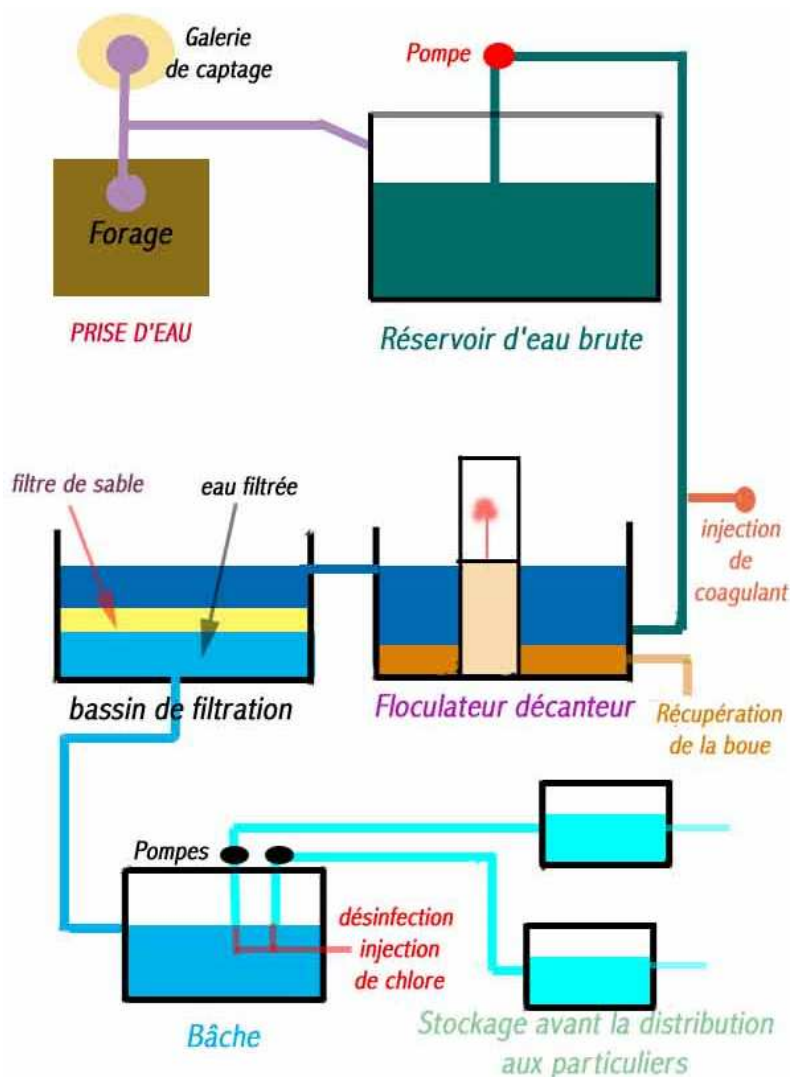


Figure I- 10 : Schéma de traitement des eaux de l'usine de Radicatel
(www.univ-lehavre.fr/cybernat/homepage.html)

I.2 Matériels et Méthodes

Depuis la thèse de Massei (2001), les travaux en hydrologie karstique menés au laboratoire (Dussart-Baptista, 2003 ; Valdes, 2005 ; Fournier, 2006, 2008) suivent tous la même méthodologie d'étude basée sur l'acquisition :

- i) de séries continues de pluviométrie, piézométrie, turbidité, conductivité électrique pour une étude couplée de ces variables, traduisant respectivement l'hydrodynamisme des aquifères et des éléments particuliers et dissous,
- ii) de données ponctuelles sur la microgranulométrie (spectre, concentration particulaire, observation MEB), la géochimie et la microbiologie des eaux.

I.2.1 Synthèse des données disponibles au pas de temps journalier – Période de 1987 à 2009

Nous avons à notre disposition une chronique de turbidité de la bêche de mélange de l'usine, des données de pluviométrie de la station de mesure de Bolbec (76114001) ainsi que des données piézométriques du piézomètre des Trois Pierres (00755x0006/S1) (Photo I- 5).



Photo I- 5 : Piézomètre des Trois Pierres (00755x0006/S1)

I.2.2 Enregistrement « haute-fréquence » - Période de Octobre 2007 à Octobre 2009

Les trois sources retenues ont été équipées de stations de mesure qui comprennent chacune une sonde multi-paramètres YSI 6920 disposant d'un capteur de turbidité, d'un capteur de conductivité/température et d'un capteur de pression. Les sondes sont étalonnées et calibrées à l'aide du logiciel de contrôle EcoWatch (YSI Inc.).

Les valeurs de turbidité, de conductivité, de température et de pluviométrie sont enregistrées selon un pas de temps de 15 minutes. Les données sont exportées et converties au format *.csv, facilement utilisable avec un tableur, qui est utilisé pour le traitement et la mise en forme. Les photos ci-dessous montrent les installations des différents points de mesure (Photo I- 6).

Chaque sonde est couplée à un échantillonneur automatique d'eau Sigma 900P équipé de 24 flacons, permettant l'échantillonnage. Ce dispositif est particulièrement bien adapté au suivi en continu de la charge solide d'eau tant en hydrogéologie (Massei, 2001; Fournier, 2006) qu'en hydrologie de surface (Lequien, 2006).

Un pluviomètre à auget équipé d'un datalogger OTT Duosens positionné sur le plateau surplombant le champ captant complète le dispositif de mesures.

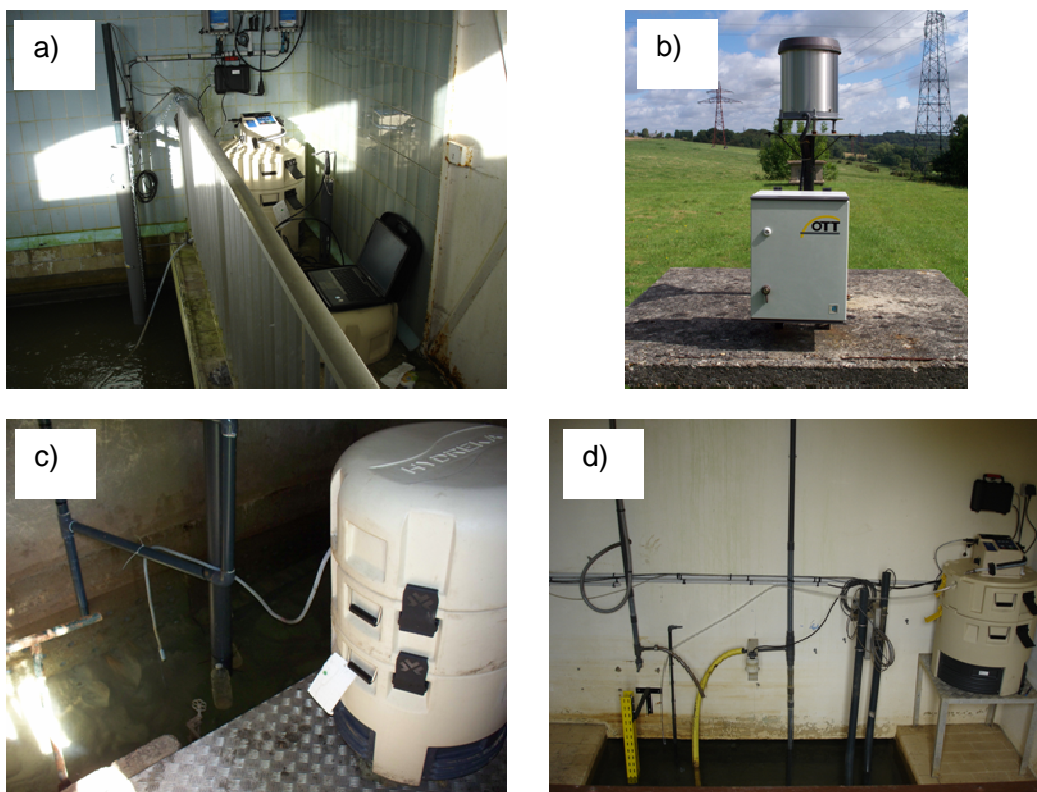


Photo I- 6 : Station de mesure : a) source de la Bruisseriesse; b) pluviomètre; c) source du Four aux Veaux; d) source du Moulin B

I.2.3 Echantillonnage ponctuel

En complément des enregistrements hautes fréquences, nous avons réalisé des prélèvements d'eau, de matière en suspension (MES), de sédiments de fond et de formations superficielles.

I.2.3.1 Prélèvement d'échantillons d'eau

Les préleveurs automatiques permettent le prélèvement de 24 échantillons d'un volume de 1 litre chacun. L'intervalle de prélèvement est de 16 heures, et chaque échantillon fait l'objet de différentes mesures au laboratoire (cf. I.2.3.3). Avec cet intervalle d'échantillonnage et la capacité de stockage de 24 flacons du préleveur, chaque site nécessite une maintenance sur site toutes les 2 semaines.

Ce suivi est complété par des campagnes de crue à la suite des évènements pluvieux. Les réponses des sites sont généralement rapides aussi bien en terme de réactivité qu'en terme de durée dans le temps. Ces dernières étant fortement influencées par la nature des précipitations (pluie hivernale, orageuse), les pas de temps des prélèvements ont été ajustés afin de pouvoir échantillonner l'ensemble des crues, tout en prenant en compte les contraintes logistiques (distance du site d'étude, durée d'analyse, ...).

I.2.3.2 Matières en suspension (MES), sédiments et formations superficielles

– Dispositif d'échantillonnage des MES

Les échantillons d'eau prélevés automatiquement (I.2.3.1) ne contiennent pas suffisamment de MES pour effectuer une caractérisation analytique (seulement quelques mg/L). Il s'est donc avéré nécessaire d'utiliser un piège à MES.

Le dispositif, utilisé par d'autres géologues (J. Némery, UMR 7619 Sysiphe à l'Université de Jussieu), est composé d'un flacon ouvert en deux endroits et fixé à un bloc de béton servant de lest. Les ouvertures du flacon permettent l'entrée d'un flux d'eau chargé en particules. A l'intérieur du flacon, les eaux ralentissent, permettant ainsi la décantation des particules. Puis les eaux séparées d'une partie de leurs particules ressortent du flacon par le second orifice. Ce piège à MES, relevé tous les mois, permet d'obtenir quelques dizaines de grammes de MES. Les prélèvements couvrent une période comprise entre les mois de novembre 2007 et janvier 2009. Nous pourrions ainsi connaître l'évolution mensuelle de la nature des MES sur les trois sites. A ceci s'ajoute un échantillonnage annuel au cours de l'année 2008-09 (Photo I- 7).



Photo I- 7 : Piège à sédiment mis en place au niveau des trois sources étudiées permettant de piéger les matières en suspension

– Les sédiments de fond

Afin de décrire de manière la plus complète possible la caractérisation du matériel particulaire transporté par les eaux des trois sources, un prélèvement de sédiments de fond a été réalisé. Le prélèvement de ces sédiments a été réalisé à la main le 16/10/2007 pour les trois sources. Sachant que ces trois sources sont curées tous les ans par un prestataire de services, et que cela n'avait pas été fait avant le prélèvement, les sédiments prélevés représentent donc approximativement un échantillon moyen de la sédimentation annuelle.

– Les formations superficielles

Afin de pouvoir déterminer l'origine des sédiments (MES et sédiments de fond) présents au niveau des sources, nous avons mené une campagne d'échantillonnages des formations superficielles sur différents sites (Figure I- 11).

Des levés de coupe ont ainsi été réalisés au niveau du talweg « Val de Geai » dans la commune de Saint Nicolas de la Taille (76) (Figure I- 12), des sablières de Saint Eustache (76), et des observations des formations superficielles ont été réalisées sur d'autres sites sans qu'il y ait eu d'échantillonnages effectués.

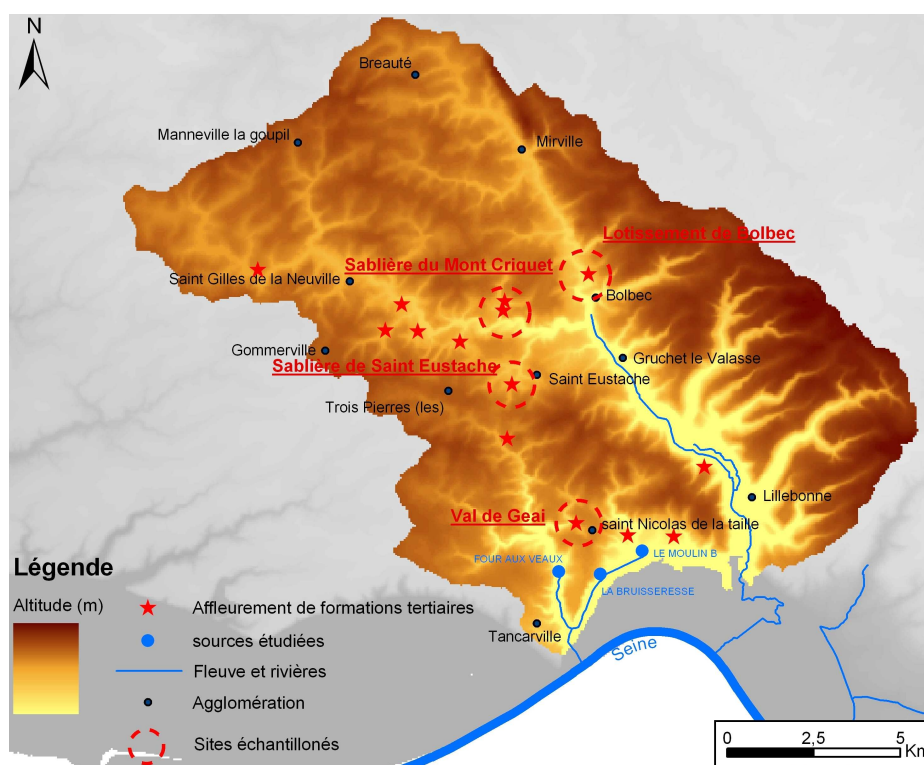


Figure I- 11 : Localisation des affleurements de formations superficielles prospectés

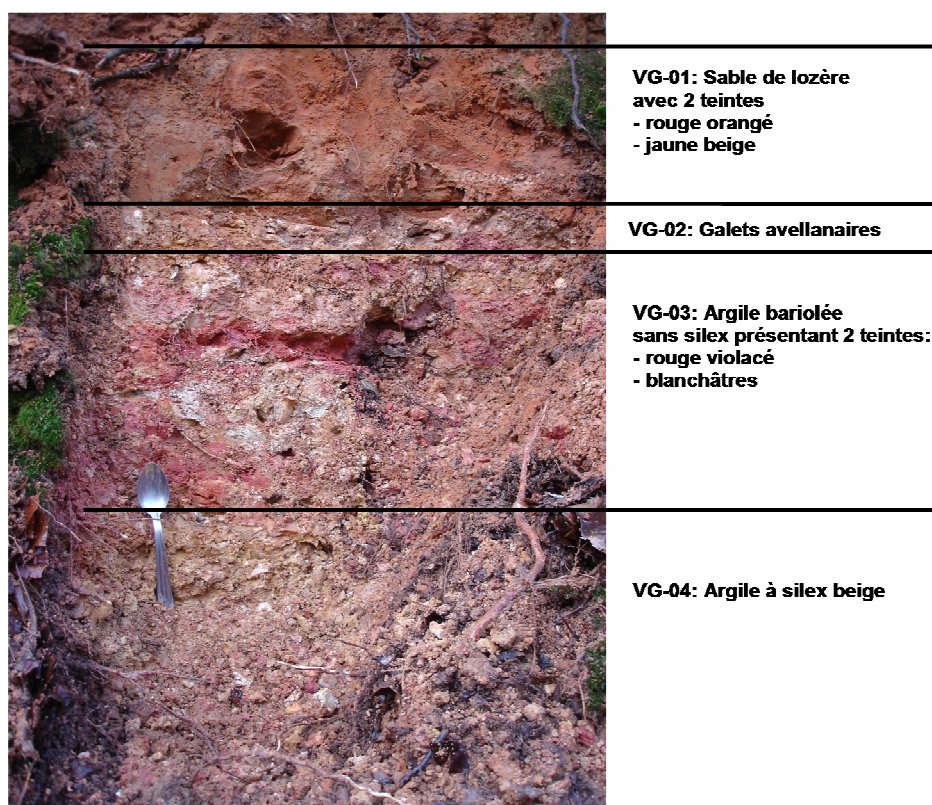


Figure I- 12 : Coupe des formations tertiaires présentes dans le talweg du Val de Geai

I.2.3.3 Techniques Analytiques

– Quantification du matériel particulaire

Au laboratoire, la turbidité de chaque échantillon d'eau prélevé automatiquement est mesurée afin de contrôler les mesures de la sonde et ainsi vérifier son bon fonctionnement. Cette mesure est effectuée avec un turbidimètre Hach fonctionnant sur le même principe optique que le capteur de turbidité des sondes.

La concentration pondérale de matières en suspension est ensuite mesurée sur les mêmes échantillons. Quelques décilitres d'eau sont filtrés sur des filtres de fibres de verre de diamètre de pores de $0.40\ \mu\text{m}$. Ces filtres pré-pesés sont ensuite séchés à l'étuve ($45\ ^\circ\text{C}$) pendant 24 heures avant d'être à nouveau pesés. Cette seconde pesée permet de déterminer le différentiel de masse entre le filtre sans MES et celui avec MES. Ce différentiel correspond à la masse de MES retenue sur le filtre. Cette masse est rapportée au volume d'eau filtré. Les concentrations pondérales en MES sont alors exprimées en milligrammes de matériel particulaire sec en suspension par litre d'eau filtré (mg.l^{-1}).

La mesure de la turbidité et la prise synchrone d'échantillon d'eau permettent la réalisation d'un calage entre concentrations pondérales de MES et turbidité (Guézennec, 1999). La Figure I-13 présente les calages MES/turbidité des trois sources. Les relations MES/turbidité

sont linéaires et permettent de déterminer une concentration pondérale en MES théorique pour chacune des mesures de turbidité effectuée par la sonde située sur le terrain.

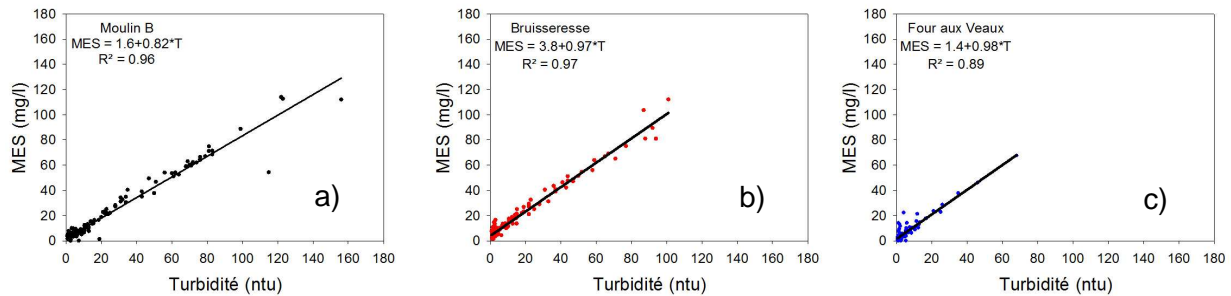


Figure I- 13 : Régression linéaire entre turbidité mesurée et concentration en MES pour chacune des sources étudiées ; a) : Moulin B, b) : Bruisseresse, c) : Four aux Veaux

– Caractérisation du matériel particulaire

Les paramètres de taille, forme et nature des MES, des sédiments de fond et des formations superficielles sont déterminés sur les échantillons au laboratoire à partir d'observations et d'analyses variées et complémentaires.

• *Granulométrie*

Les analyses granulométriques et microgranulométriques des MES (échantillon moyen mensuel), des sédiments de fond et des formations superficielles ont été réalisées à l'aide du granulomètre laser LS230 de marque BECKMAN-COULTER au laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière de Caen. Cette méthode est utilisée pour des diamètres de particules de 0.4 à 2000 μm .

La taille des particules des MES (dans les échantillons d'eau) est mesurée à l'aide d'un compteur de particules Coulter Multisizer II®. 150 ml de l'échantillon à analyser sont mélangés à 30 ml d'une solution électrolytique de NaCl à 30 g.l^{-1} , permettant d'obtenir une solution à 5 ‰ de NaCl. L'appareil pompe la solution par une sonde percée d'un orifice de 100 μm pendant 200 secondes. Pendant ce laps de temps, l'appareil mesure la différence de potentiel entre l'intérieur de la sonde et la solution. Le passage des particules au travers de l'orifice modifie la différence de potentiel proportionnellement à la taille de la particule. Ainsi, chaque particule est comptabilisée en fonction de sa taille (comprise entre 2 et 63 μm). Des spectres granulométriques sont alors obtenus : ils sont exprimés soit en volume, soit en nombre de particules par classe de taille. De plus, le volume de solution aspiré est mesuré, permettant d'exprimer le volume de particules en suspension par unité de volume de solution ($\mu\text{m}^3/\text{mL}$).

• *Géochimique*

Les analyses de la composition chimique du matériel particulaire sont réalisées par le laboratoire SARM du CRPG-CNRS (Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy. La mesure porte sur les éléments majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO ,

Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅) et traces (F, Ag, As, B, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Eu, Gd, GE, Hf, Hg, Ho, In, La, Li, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Se, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn et ZR). Ces mesures sont effectuées par spectrométrie d'émission (ICP-AES) sur Jobin-Yvon JY 70 ® et par spectrométrie d'absorption (ICP-MS) sur Perkin-Elmer ELAN 5000 et 6000 ®. Les teneurs en éléments majeurs sont données en pourcentage massique et les teneurs des éléments traces en ppm.

I.2.4 Analyses statistiques des séries chronologiques

Les chroniques de sortie des systèmes karstiques (débit, conductivité électrique, turbidité, température, variables géochimiques) constituent une source d'information qui permet de caractériser le fonctionnement de ces systèmes. Il s'agit de variables qui présentent à la fois une structure (certaine dépendance entre elles dans le temps) et un caractère aléatoire. Matheron (1965, *in* Fournier, 2006), a assimilé ces chroniques à des variables régionalisées dont la nature mathématique permet de les assimiler à des processus stochastiques pouvant être étudiés au moyen des outils d'analyses statistiques des séries chronologiques. Toutefois, nous ne disposons dans la pratique que d'un échantillonnage de ces fonctions de variables aléatoires.

Les échantillonnages doivent alors être élaborés en adéquation avec les caractéristiques temporelles (temps d'apparition, durée, fréquence et amplitude) des phénomènes que l'on souhaite étudier. L'étude des systèmes karstiques aboutit à deux types d'échantillonnage :

- échantillonnage haute-fréquence pouvant être considéré comme continu au regard des phénomènes étudiés,
- échantillonnage diffus correspondant à des informations ponctuelles sur l'état du système.

En fonction des caractéristiques de l'échantillonnage, et donc de la qualité de l'information à traiter, différentes méthodes d'analyses statistiques exploratoires peuvent être employées afin de rechercher l'information contenue dans les données :

- Celles du traitement du signal pour les échantillonnages haute-fréquence : analyse et décomposition des hydrogrammes, analyse des débits classés, distribution de fréquence des variables régionalisées, partitionnement univarié simple et agrégé, corrélogramme, analyses spectrales et en ondelettes simples et croisées,
- Celles de la statistique factorielle multidimensionnelle : analyse en composantes principales. Nous n'utiliserons pas cette dernière méthode d'analyse dans la suite du mémoire.

I.2.4.1 Distribution de fréquence de la conductivité électrique

Bakalowicz (1977) montre que la conductivité électrique est un paramètre global qui reflète bien la minéralisation des eaux karstiques. Lors d'un cycle hydrologique, les systèmes karstiques restituent des eaux de natures géochimiques très différentes en raison de leur très forte hétérogénéité. L'étude des variations de la minéralisation des eaux restituées à une source karstique s'avère donc un outil bien approprié à l'étude du comportement des systèmes karstiques. Les courbes de distribution de fréquences de la conductivité électrique correspondent à la fonction de densité de probabilité d'apparition d'une eau de conductivité électrique donnée à l'exutoire. La conductivité électrique moyenne d'une eau est représentative de son histoire en terme de transfert et d'interaction avec la roche au sein de l'hydrosystème. L'allure de la courbe traduit le degré d'individualisation des types d'eaux, ou en d'autre terme, l'importance du mélange des masses d'eaux lié à l'hétérogénéité du système karstique.

Il propose une classification des systèmes suivant leur degré de karstification (Figure I- 14).

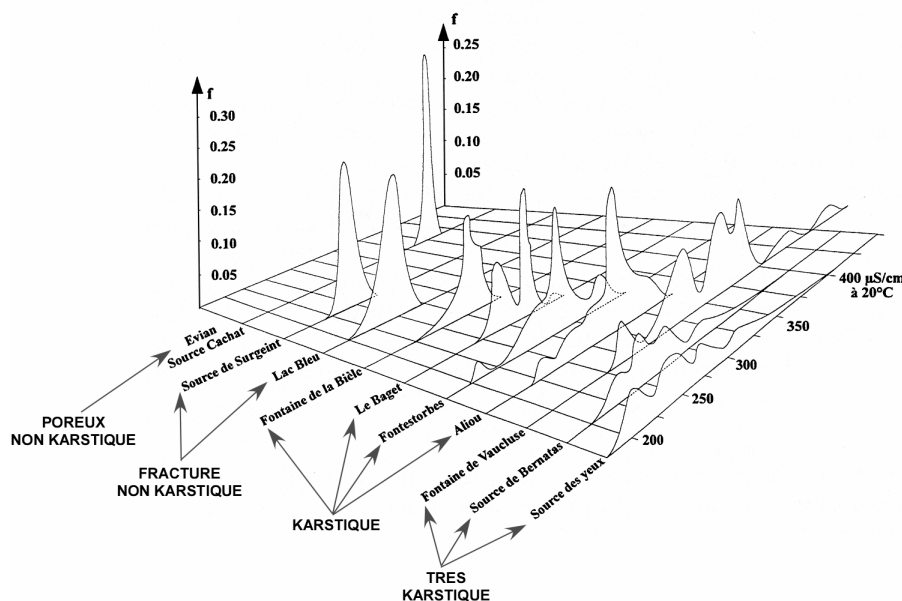


Figure I- 14 : Classification des hydrosystèmes en fonction des distributions de fréquences de la conductivité électrique (Valdès, 2005 d'après Bakalowicz, 1979).

Ainsi, une distribution unimodale autour d'un pic très étroit de conductivité électrique traduit de très faibles variations géochimiques et permet de qualifier le milieu de poreux non karstique. A l'opposé, un système fortement karstifié présentera une distribution de fréquence de conductivité plurimodale et étalée.

De nombreux auteurs ont par la suite utilisé cette méthode pour différents hydrosystèmes carbonatés, que ce soit dans la craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Maqsoud, 1996 ; Fournier *et al.*, 2007b), dans la région des Grands Causses (Plagnes, 1997) ou aux Etats- Unis (Massei *et al.*, 2007a).

Dans ce cas, il devient difficile de trouver la fonction analytique décrivant cette distribution, d'autant plus que chaque système est caractérisé par sa propre distribution de fréquences de conductivité, elle-même étant également susceptible de varier d'un cycle hydrologique à un autre. Il paraît évident, dès lors, que l'utilisation de paramètres tels que le coefficient de variation utilisé pour une classification des systèmes karstiques (Shuster et White, 1971) est erronée.

Massei *et al.* (2007a) proposent une décomposition de la courbe des distributions de fréquences de manière à identifier plus précisément les différents types d'eaux, et à les comparer entre eux. La décomposition de la courbe des distributions se fait à l'aide de gaussiennes et l'ajustement de la courbe recalculée par rapport à la courbe expérimentale est effectué par la méthode des résidus : les pics cachés ne donnant pas de maximum local visible sur la courbe originelle sont associés à de forts résidus, ce qui permet leur détection. Ces résidus sont alors ajoutés pour donner une courbe reconstituée la plus proche possible de la courbe initiale. Une fois les pics détectés, la gamme de conductivité électrique que chacun d'eux couvre est comparée à la série chronologique de conductivité afin de déterminer la signification correspondante en termes de processus hydrologique. De manière analogue à la courbe de distribution de fréquences, chaque pic décomposé représente la fonction de densité de probabilité d'apparition d'une eau de conductivité électrique donnée à l'exutoire, pendant une période donnée (Figure I- 15).

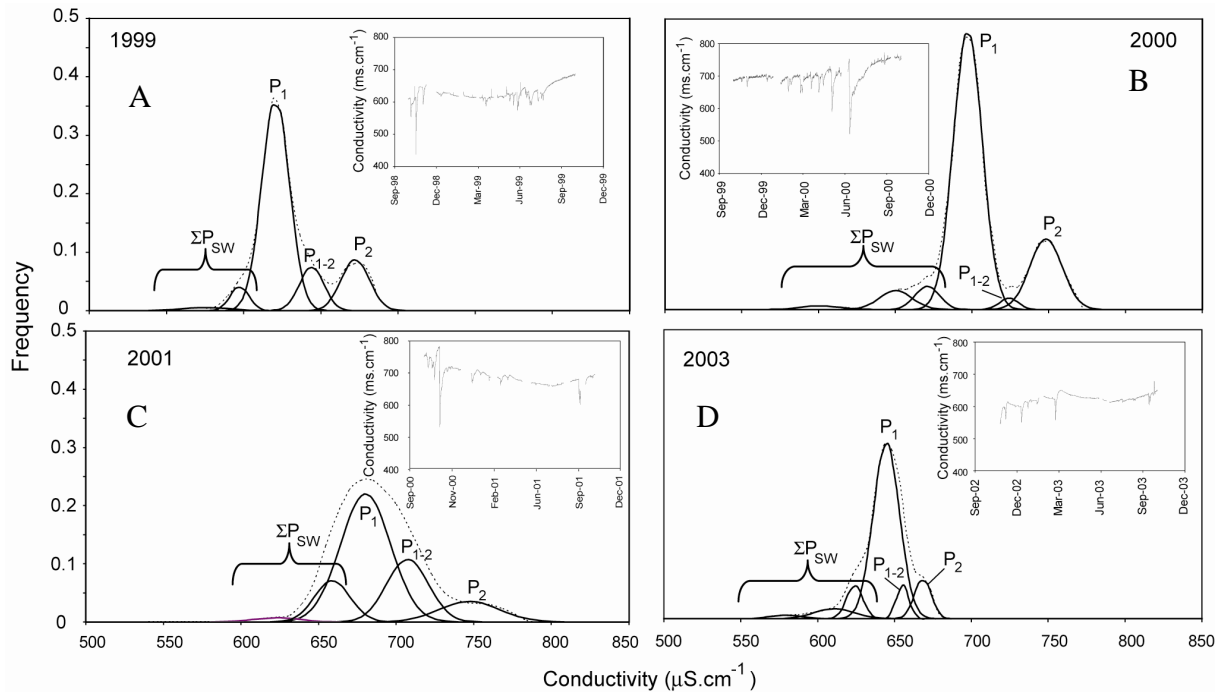


Figure I- 15 : Décomposition des distributions de fréquences de conductivité de la source de Barton springs (Texas, USA) ; A) 10/98-10/99, B) 10/99-10/00, C) 10/00-10/01, D) 10/02-10/03 ; en pointillé, le profil de la distribution de fréquences, en trait plein, les différentes populations d'eaux identifiées (Massei *et al.*, 2007b)

Les travaux de Bakalowicz (1977, 1979) et Massei *et al.* (2007b) sont transposables et peuvent être utilisés sur les chroniques de débit et de turbidité aux sources karstiques puisqu'elles correspondent elles aussi à des variables régionalisées. Il est ainsi possible, pour ces variables, de définir des types d'eaux et les processus qui y sont associés à partir de la décomposition de leurs distributions de fréquences de conductivité (Fournier *et al.*, 2007a).

I.2.4.2 Analyses corrélatoires et spectrales

Les analyses corrélatoires de chroniques de mesures sont largement décrites par Box *et al.* (1970). Mangin (1984) est l'un des premiers à utiliser ces analyses en hydrologie karstique sur des chroniques de débit. Par la suite, de nombreux auteurs (Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Pulido-Bosch *et al.*, 1995 ; Marsaud, 1996 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Labat *et al.*, 2000a, 2000b ; Bouchaou *et al.*, 2002 ; Amraoui *et al.*, 2003 ; Massei *et al.*, 2006b ; Panagopoulos et Lambrakis, 2006) ont repris ces analyses en hydrologie souterraine ou de surface et sur de nombreux paramètres tels que la turbidité, la conductivité électrique, le niveau piézométrique.

L'application des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude du système karstique repose sur la considération qu'un hydrosystème filtre un signal d'entrée (hyétoGramme) et donne une réponse associée (hydroGramme) (système de type boîte noire) (Figure I- 16).

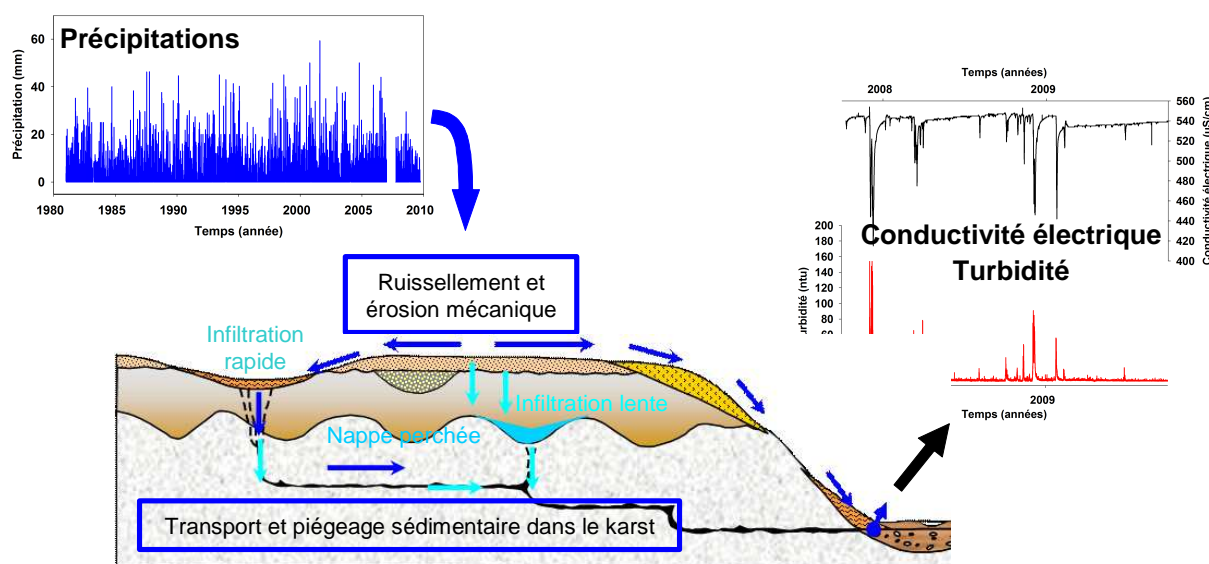


Figure I- 16 : Schéma du système « boîte noire » adapté à la zone d'étude

Dans le cas du karst binaire de la Haute-Normandie, la notion de filtre est à mettre en relation, à la fois avec le rôle des formations superficielles, l'épaisseur de la zone non saturée, de la zone saturée, le rôle de la nappe perchée, ainsi que l'organisation de la

structure de drainage elle-même, pouvant être influencée par la structure du milieu. L'interprétation consiste donc à appréhender et caractériser ce comportement à l'aide de divers paramètres issus des analyses corrélatoire et spectrale (Marsaud, 1996).

– Autocorrélation

L'autocorrélation est un outil permettant de décrire le degré de dépendance linéaire des valeurs d'une série de données, pour des valeurs de plus en plus espacées. La fonction d'autocorrélation traduit donc le degré de conservation de l'information dans une série. L'autocorrélation compare une série chronologique avec elle-même, pour des décalages temporels de plus en plus grands. Un coefficient d'autocorrélation est calculé pour chaque décalage selon l'équation suivante :

$$r_k = \frac{C_k}{C_o} \quad (1)$$

$$C_k = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-k} (z_i - \bar{z})(z_{i+k} - \bar{z})$$

où C_k est l'auto-covariance, C_o est la variance, r_k est le coefficient d'autocorrélation, $k = 1, 2, 3, \dots, m$ et correspond au décalage, $m \leq N/3$ correspondant à la troncature et N est le nombre d'observations.

Il est d'usage en traitement du signal de prendre comme valeur de troncature m , une valeur inférieure au tiers de la longueur de la série. La valeur du décalage pour $r_k = 0.1$ ou $r_k = 0.2$ est choisie par Mangin (1975) pour définir l'effet mémoire de la série (Figure I- 17).

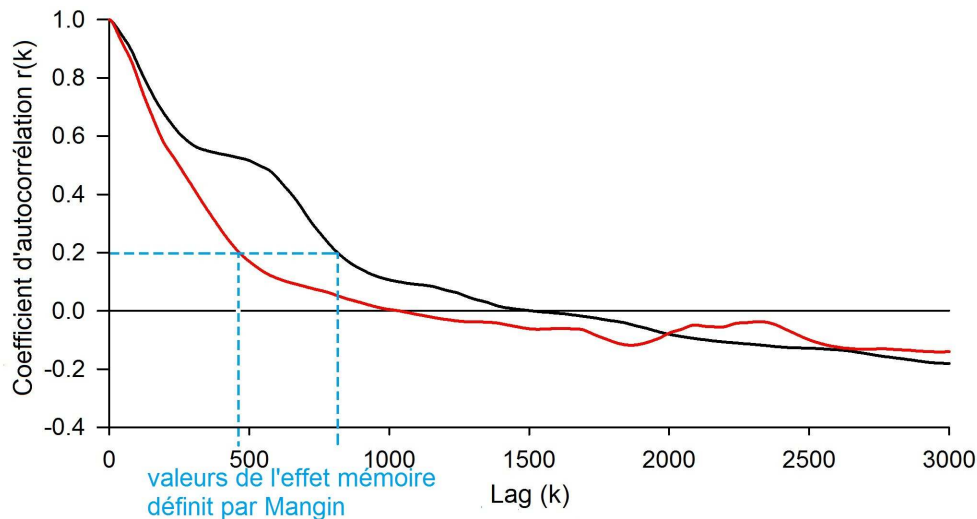


Figure I- 17 : Valeurs de décalage de deux corrélogrammes pour $r_k = 0.2$, définissant la valeur de l'effet mémoire selon Mangin (1975)

Notons que cette approximation peut parfois être réductrice, puisque l'effet mémoire correspond en réalité au comportement global de la fonction d'autocorrélation. Selon Mangin (1975), un fort effet mémoire indique un faible développement du réseau karstique avec de larges réserves de stockage. Au contraire, un faible effet mémoire indique un fort développement du réseau karstique et de faibles capacités de stockage.

Cette approche peut être remise en question par les travaux de Grasso et Jeannin (1994) et Eisenlohr *et al.* (1997) qui ont montré, au moyen de simulations mathématiques, que l'allure de la fonction d'autocorrélation est fortement influencée par la fréquence des événements présents dans la série temporelle (Figure I- 18). Ils ont démontré que l'augmentation de la fréquence des pics de débit aboutit à une forte diminution du corrélogramme associé. Ils ont montré également que plus le pic de débit est brusque, raide, plus la diminution du corrélogramme est rapide et importante. L'analyse des hydrogrammes simulés par modèle numérique confirme que la forme du corrélogramme est fortement dépendante de la fréquence des événements pluvieux. Ces auteurs ont également démontré que la distribution spatiale et temporelle des pluies et le rapport entre l'infiltration diffuse et concentrée, ont une forte influence sur la forme de l'hydrogramme, et par conséquent du corrélogramme. Ainsi, la forme du corrélogramme et l'effet mémoire qui en découle ne dépendent pas seulement de la maturité d'un système karstique, mais aussi de la fréquence et de la distribution des précipitations (Fournier, 2006). Le comportement karstique ne peut donc s'apprécier que par la comparaison de systèmes soumis aux mêmes précipitations.

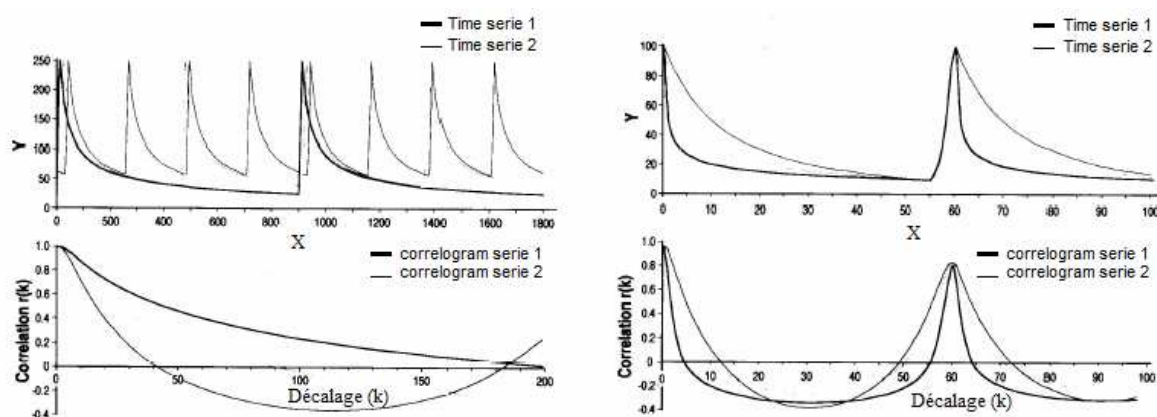


Figure I- 18 : Hydrogrammes artificiels et corrélogrammes correspondants (d'après Grasso et Jeannin, 1994)

Afin d'affiner la détermination de l'effet mémoire, Massei *et al.* (2006b) ont ajusté une courbe de régression à l'autocorrélogramme dont ils ont défini le coefficient directeur comme étant la vitesse avec laquelle l'information est perdue, correspondant ainsi à l'effet mémoire défini de manière empirique par Mangin. L'effet mémoire ne repose donc plus sur un choix empirique et une lecture graphique, mais sur un ajustement mathématique.

La Figure I- 19 présente un exemple d'ajustement logarithmique à une fonction d'autocorrélation de la conductivité spécifique, sous la forme :

$$AC = a_1 \ln(L) + a_0 \quad (2)$$

L = lag (décalage en unité de temps) ; le paramètre d'ajustement a_0 exprime le coefficient d'autocorrélation pour un lag de 1 unité, et a_1 exprime la vitesse avec laquelle l'effet mémoire est perdu.

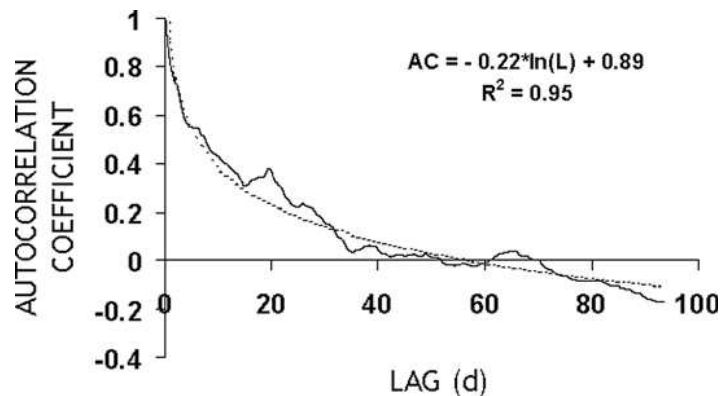


Figure I- 19 : Exemple d'autocorrélation de conductivité électrique et application d'un ajustement logarithmique d'équation $AC = a_1 \ln(L) + a_0$ (Massei et al, 2006b)

Comme nous venons de le voir, le signal d'entrée que sont les précipitations, influence grandement le profil des autocorrélogrammes des signaux de sortie. Néanmoins, les trois sources que nous étudions, sont soumises aux mêmes pluies. La forme des autocorrélogrammes traduira bien le comportement des sources, et nous permettra de les comparer entre elles. Nous pourrions donc donner une première approximation de l'effet de filtre de l'hydrosystème. Nous ne réduirons pas les valeurs d'effet mémoire à une estimation des réserves d'eau, étant donné la multitude de paramètres pouvant influencer cette valeur (précipitations, influence de la morphologie de surface et/ou souterraine, organisation du système karstique,...).

– Corrélation croisée ou intercorrélation

La fonction d'intercorrélation permet de calculer l'intensité de la corrélation entre deux chroniques (Figure I- 20). L'analyse croisée est communément employée pour l'étude des systèmes karstiques (Mangin, 1984 ; Grasso, 1998 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Labat *et al.*, 1999b ; Labat *et al.*, 2000b ; Valdes, 2005 ; Massei *et al.*, 2006b ; Slimani, 2009). Elle permet de caractériser la relation entre deux séries (pluie, débit, conductivité électrique, température, turbidité...). Elle fournit deux types d'information : l'intensité de la corrélation entre les deux séries, et l'éventuelle relation de causalité pouvant exister entre elles. La forme du corrélogramme croisé nous renseigne sur les relations qui existent entre les

variables étudiées : s'il est symétrique, les deux variables sont les effets d'une même cause, s'il est positif pour des pas de temps négatifs, cause et effet ont été inversés.

Si la fonction d'entrée se rapproche d'un bruit blanc (un bruit blanc est un signal aléatoire dont les échantillons successifs sont des variables aléatoires non corrélées). Il s'ensuit que la fonction d'autocorrélation est nulle partout sauf en 0), le corrélogramme croisé $r_{xy}(k)$ donne une bonne représentation de la réponse impulsionnelle du système (Mangin, 1984 ; Mathevet, 2002). Elle permet donc d'évaluer la rapidité de la réponse impulsionnelle entre les signaux d'entrée x_t et de sortie y_t . Cette valeur de la réponse impulsionnelle se rapproche du temps de réponse du système pour une pluie unitaire. Cette valeur nous permet donc d'avoir des indications concernant la réactivité du système. Les coefficients d'intercorrélation $r_{xy}(k)$ et $r_{yx}(k)$ sont :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{S_x S_y} \quad (3) \quad \text{et} \quad r_{yx}(k) = \frac{C_{yx}(k)}{S_x S_y} \quad (4)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y}) \quad (5) \quad \text{et} \quad C_{yx}(k) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N-k} (y_i - \bar{y})(x_{i+k} - \bar{x}) \quad (6)$$

où $C_{xy}(k)$ et $C_{yx}(k)$ sont les covariogrammes croisés, et

$$S_x^2 = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \right)^2 \quad (7) \quad S_y^2 = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}) \right)^2 \quad (8)$$

sont les variances des deux chroniques x_t et y_t et k est le décalage (retard) entre les deux signaux (lag).

La fonction d'intercorrélation n'est généralement pas symétrique : $r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$.

Si $r_{xy}(k) > 0$ pour $k > 0$, le signal d'entrée influence le signal de sortie.

Si $r_{xy}(k) < 0$ pour $k > 0$, c'est le signal de sortie qui influence le signal d'entrée

Lorsque le signal d'intercorrélation est symétrique et centré en $k = 0$, cela indique que les deux signaux sont synchrones et n'ont pas de lien de causalité entre eux, leur réponse est alors dépendante d'un troisième signal. Le temps de réponse est défini comme le temps entre $k = 0$ et le lag du maximum de $r_{xy}(k)$.

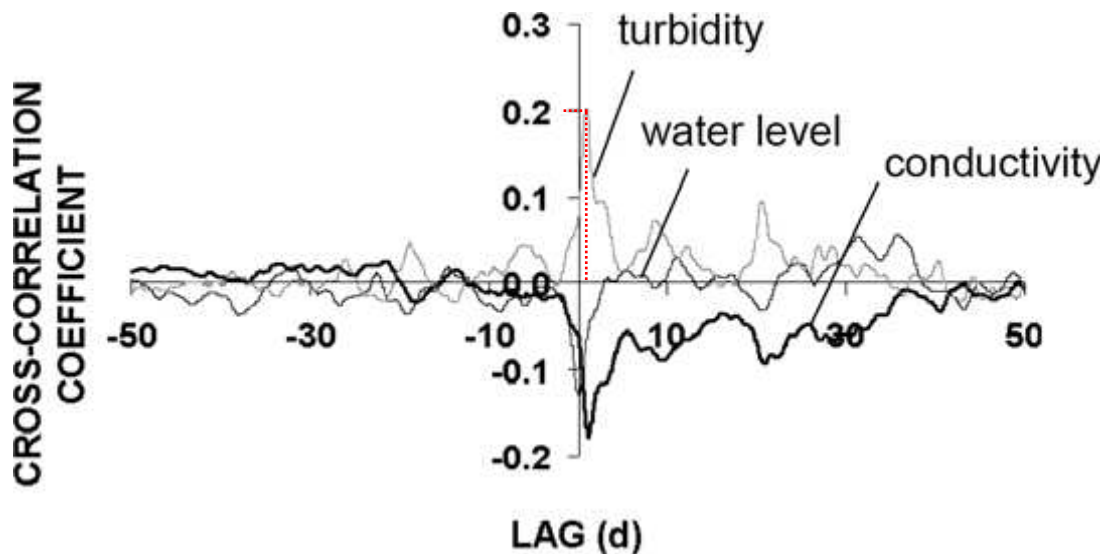


Figure I- 20 : Corrélations croisées pluie/hauteur d'eau, pluie/conductivité électrique et pluie/turbidité de la source du Bébec. La réponse impulsionnelle de la corrélation croisée pluie/turbidité est de 18h pour un coefficient de corrélation de 0.2 (Massei et al., 2006b)

Dans le cadre de cette étude, les corrélations croisées permettront d'apprécier la réactivité des sources face aux précipitations, de comprendre les relations qui existent entre le transport particulaire et dissous, et d'apprécier l'influence du système sur la modification de l'impulsion d'entrée.

– Analyse spectrale et transformée de Fourier

La transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation donne le spectre d'énergie du signal. Ce spectre permet de visualiser les fréquences qui sont les mieux exprimées dans le signal, ce qui permet d'expliquer la variabilité du signal en analysant son contenu fréquentiel. On déplace alors l'analyse du domaine temporel au domaine fréquentiel (Jenkins et Watts, 1968 ; Box et al., 1994).

$$\hat{f}(v) = \underbrace{\int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot \cos 2\pi v t dt}_{\text{Partie réelle}} - i \underbrace{\int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot \sin 2\pi v t dt}_{\text{Partie imaginaire}} \quad (9)$$

Pour analyser la distribution de la variance, dans un signal par transformée de Fourier, il est nécessaire de procéder en 3 étapes:

1. **Suppression de la tendance** : une tendance dans un signal correspond à une variation de la moyenne du signal. La tendance s'exprime dans le spectre par une basse fréquence d'amplitude très forte, masquant l'expression de toute autre composante spectrale. Enlever la tendance permet de centrer le signal et revient à le rendre plus ou moins stationnaire.

2. **Calcul de la fonction d'auto corrélation** : corrélation du signal avec lui-même pour des décalages temporels de plus en plus importants → amplification des périodicités pré-existantes et atténuation du bruit (le bruit n'est pas autocorrélé).

3. **Transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation** : expression dans le plan de Fourier de la fonction d'autocorrélation

Les transformées de Fourier permettent de mettre en évidence des fréquences à l'intérieur du signal que l'on ne peut déterminer par simple observation (Figure I- 21).

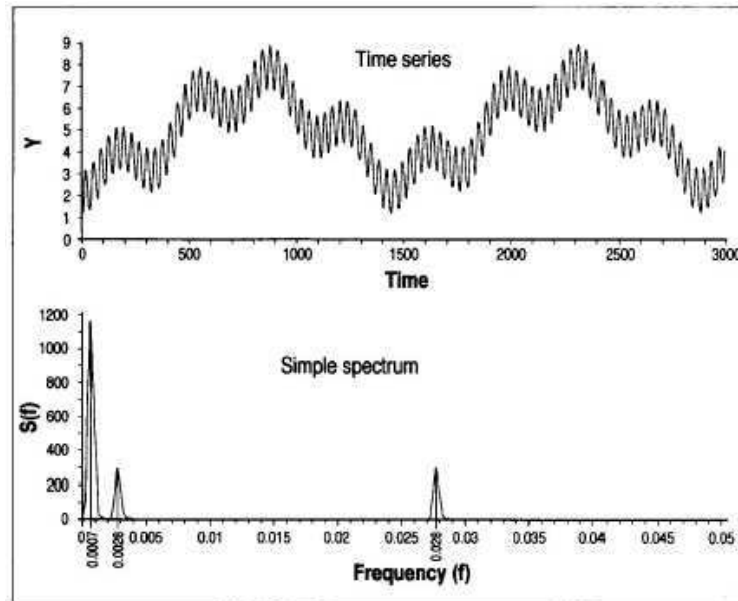


Figure I- 21 : Séries chronologiques artificielles constituées de trois harmoniques et spectre correspondant (Grasso et Jeannin, 1994)

– Calcul de la bande passante (BP)

Mangin (1984) a défini le temps de régulation comme la fenêtre temporelle nécessaire au système, pour faire transiter toute l'information (toute la variance) d'une impulsion d'entrée. Il s'agit en fait de l'inverse de la bande passante en traitement du signal. Si la bande passante du système est faible, cela signifie que le système filtre considérablement un signal d'entrée. Si la bande passante est importante, le système filtrera moins le signal d'entrée et restituera donc mieux le contenu fréquentiel (Figure I- 22).

En hydrologie, le temps de régulation doit correspondre à la durée de la réponse impulsionnelle. Plus le système filtre la pluie, plus la réponse sera étalée dans le temps (les eaux de pluie vont se diluer fortement, le système a un fort effet tampon), donnant un temps de régulation important (ou une faible bande passante). Au contraire, moins le système filtre la pluie, moins la réponse est étalée par rapport au signal d'entrée, le temps de régulation est alors court, et la bande passante est large. En quelque sorte, la bande passante donne le

débit maximal d' « informations » que le système peut faire passer, sans une trop forte modulation.

Pour calculer la bande passante, on calcule la largeur de bande nécessaire pour rassembler toute l'énergie du spectre. On calcule la largeur de bande fréquentielle pour un rectangle dont l'un des cotés correspond à l'ordonnée maximale du spectre et dont la surface est égale à l'aire totale du spectre. Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel (Marsaud, 1996). Comme pour l'effet mémoire, la bande passante est dépendante de multiples paramètres (précipitations, influence de la morphologie de surface et/ou souterraine, organisation du système karstique,...).

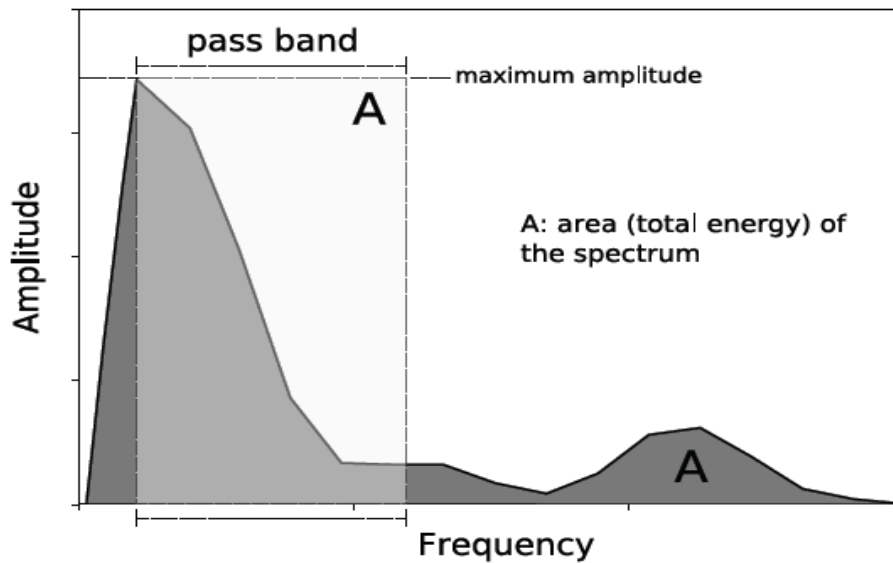


Figure I- 22 : Calcul de la bande passante (Slimani et al., 2009)

– Analyse en ondelettes continues

Les analyses en ondelettes apparaissent complémentaires des analyses corrélatoires et spectrales classiques, tout en autorisant une analyse plus fine des signaux. A la différence de ces dernières, les analyses en ondelettes permettent d'étudier les signaux non stationnaires.

La transformée en ondelettes est réalisée en convoluant le signal à analyser par une famille d'ondelettes définies par un paramètre d'échelle (a) et un paramètre temporel (b). On prend donc à la place d'une fonction sinusoïdale infinie (utilisée pour les analyses corrélatoire et spectrale), une fonction définie sur un certain intervalle de temps. Le premier permet de dilater l'ondelette pour l'analyse des fréquences voulues, et le deuxième permet de translater l'ondelette sur l'axe des temps, pour analyser cette fréquence au voisinage d'un moment du signal :

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (10)$$

L'ondelette choisie pour référence est appelée ondelette-mère et la modification de ses paramètres produit des ondelettes-filles. La transformée en ondelettes permet ainsi d'analyser les variations du contenu spectral au cours du temps. La transformée en ondelettes d'un signal $s(t)$ est définie par :

$$S(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt \quad (11)$$

Il existe différents types d'ondelettes mère. On peut citer les ondelettes de Morlet, ou bien de Paul (Figure I- 23).

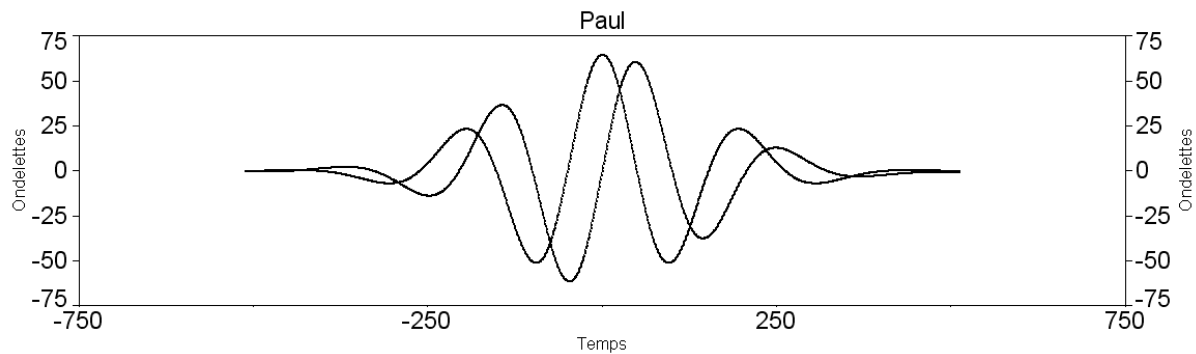


Figure I- 23 : Représentation de l'Ondelette de Paul (partie réelle et partie imaginaire)

Le principal intérêt de l'analyse en ondelettes, est de permettre une analyse temps-fréquence. En effet, le spectre en ondelettes du signal permet de visualiser la présence de fréquences caractéristiques localisées temporellement, ce qui, en comparaison des analyses corrélatoires et spectrales de type Fourier, s'avère plus riche en informations (Labat *et al.*, 2000a; 2001 ; Labat, 2008 ; Massei, 2009) (Figure I-24).

Plusieurs applications de l'analyse en ondelettes sont possibles : isolement de processus temporels intermittents comme des pompes, caractérisation des systèmes en fonction de leur développement, étude de la structure temporelle des crues, mise en évidence des ruptures, reconstruction de signaux à partir de bandes fréquentielles isolées (Labat *et al.*, 1999c, 1999b).

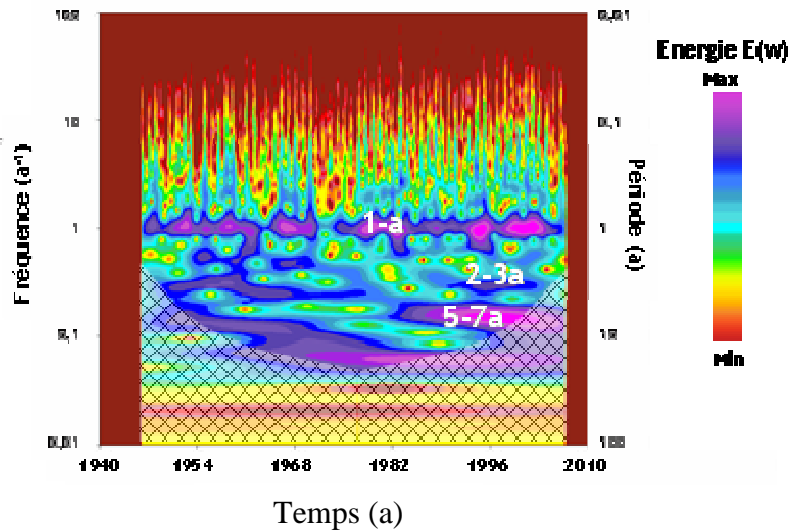


Figure I- 24 : Exemple de transformée en ondelettes continues obtenu pour le débit de la Seine (Mesquita, 2009).

Dans le cas de l'exemple de la Seine, le spectre présente des pics ou spots de fortes puissances pour une période de 2-3 ans entre 1995 et 1997, mais également de 5-7ans pour la période 1982 et 2000. On observe également une bande plus ou moins continue, cette bande correspond au cycle hydrologique (1an).

– Analyse par cohérence en ondelettes

La fonction de cohérence $CO_{xy}(f)$, déjà largement décrite dans la bibliographie (Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Larocque *et al.*, 1998) exprime la relation de linéarité entre le signal d'entrée et de sortie, grâce à l'utilisation des spectres d'énergie S_x et S_y et du spectre d'énergie de la fonction d'intercorrélacion S_{xy} .

La fonction de cohérence indique le déphasage entre le signal d'entrée et de sortie. Elle décrit la linéarité de la relation « entrée-sortie » : sa valeur est comprise entre 0 et 1.

La fonction de cohérence s'exprime de la façon suivante :

$$CO_{xy}(f) = \frac{S_{xy}(f)}{\sqrt{S_x(f)S_y(f)}} \quad (12)$$

avec :

$S_{xy}(f)$, transformée de Fourier de la fonction d'intercorrélacion des variables d'entrée x et de sortie y

$S_x(f)$ et $S_y(f)$, transformées de Fourier des autocorrélogrammes du signal d'entrée x et du signal de sortie y.

Lorsque le système fonctionne de façon linéaire, la fonction de cohérence $CO_{xy}(f)$ est environ égale à 1, c'est-à-dire qu'un changement du comportement du signal d'entrée

provoque une réaction proportionnelle sur le signal de sortie. La cohérence est une mesure de l'intensité de la covariance entre deux séries chronologiques dans l'espace temps-fréquence, à l'inverse de l'analyse croisée, pour laquelle une forte intensité de corrélation peut être obtenue si seulement l'un des deux spectres intercorrélés présente une forte puissance. Des tests statistiques sont réalisables pour estimer la significativité des pics d'énergie (Torrence et Webster, 1999). Le spectre de cohérence par ondelettes permet d'observer par niveau d'échelle le lien statistique entre deux signaux. Dans la figure I-25, par exemple, les fortes valeurs de cohérence sont caractérisées par des couleurs rouges et les faibles valeurs sont représentées par des couleurs bleues. Les variations de la cohérence pour une bande de fréquence, traduisant la complexité de la relation entre les deux signaux étudiés.

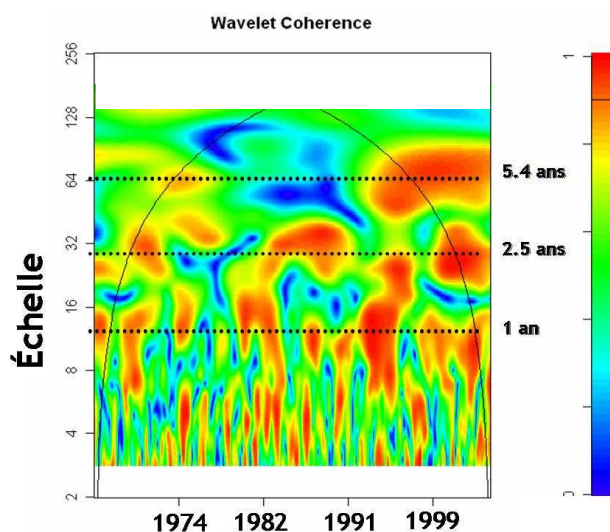


Figure I- 25 : Exemple de spectre en ondelettes par cohérence obtenu entre les signaux de l'indice climatique NAO et le débit de l'Andelle (Mesquita, 2009)

– Synthèse des méthodes et Applications pratiques

La figure ci-dessous permet : d'avoir une vue d'ensemble des différents signaux d'entrée et de sortie de l'hydrosystème karstique que nous étudions, et de synthétiser les différentes méthodes et interprétations qu'elles permettent d'obtenir (Figure I- 26).

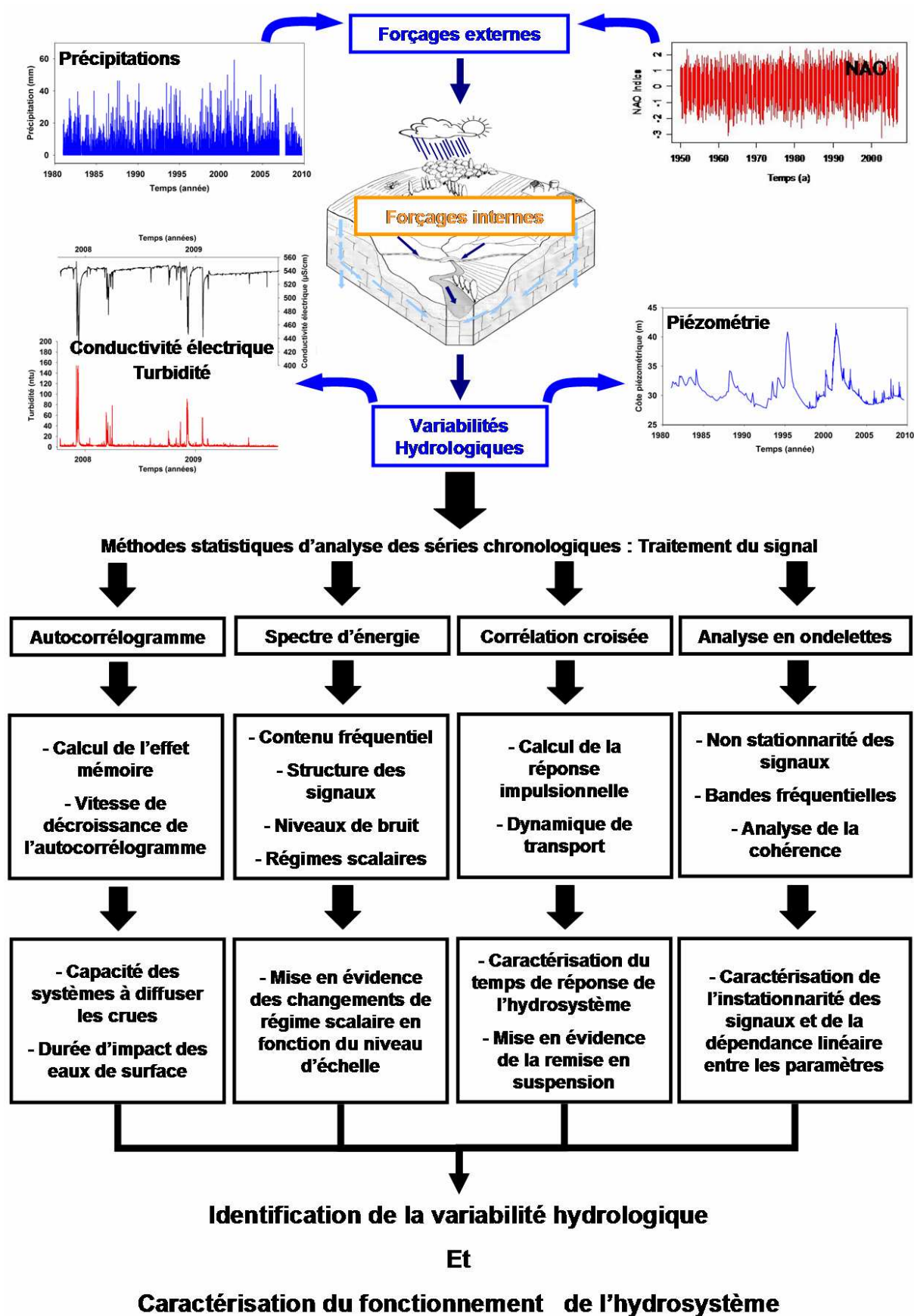


Figure I- 26 : Vision d'ensemble des différents signaux étudiés et synthèse des méthodes employées

I.2.5 Analyse des données spatiales

Comme nous l'avons dit précédemment, l'objectif de cette étude est de comprendre le fonctionnement de trois sources karstiques face aux contraintes climatiques, mais également de comprendre comment le contexte structural peut avoir un impact sur le fonctionnement hydrologique à une échelle locale.

I.2.5.1 Prospection de la zone d'étude

Afin d'avoir une vision fine du cadre structural de l'étude, de nombreuses campagnes de prospection sur le terrain ont été menées afin de référencer :

- Les points d'engouffrement : localisation et positionnement afin de connaître de manière exhaustive la répartition des points d'entrée du système karstique de Radicatel sur l'ensemble de la zone d'étude ;
- Les affleurements des formations superficielles, tels que les nombreuses sablières de sables tertiaires afin de pouvoir les comparer avec les matières en suspension prélevées au niveau des sources ;
- Les anomalies de morphologie des multiples talwegs (asymétrie des versants, ruptures de pentes,...) pouvant être les indices d'une fracturation sous jacente.

Ce travail long et fastidieux fut réalisé afin de définir le contexte morphostructural de la zone d'étude avec précision.

– Reconstruction stratigraphique à partir de données existantes

La morphologie très empâtée par les formations superficielles ne permet pas une compréhension aisée du contexte structural de la région. Nous avons étudié celui-ci par le biais des logs stratigraphiques de plusieurs forages de la zone d'étude. Pour ce faire, nous avons utilisé la base de données en ligne Infoterre du BRGM (www.infoterre.fr).

Pour cette étude, il a été décidé de choisir un niveau repère bien défini par les auteurs des logs stratigraphiques. Le choix s'est porté sur l'étage de l'Albien (N7), qui est caractérisé par des argiles bleues à noires en alternance avec des lits de sable bien reconnaissables et différenciables. La base du Cénomani est quant à elle composée par des sables verts (Lauverjat, 1965) (Photo I- 8).



Photo I- 8 : Limite Crétacé inférieur (Albien) – Crétacé supérieur (Craie) visible au niveau de la falaise de Saint Jouin (76) (Ragot et Ragot, 2008)

Nous avons donc retenu les forages validés par le BRGM et atteignant cet étage.

Les logs validés par le BRGM correspondent à des ouvrages dont les logs stratigraphiques initiaux (format papier) ont été repris et validés lors de la numérisation.

Nous avons complété l'inventaire par quelques forages dont les positions ou les données stratigraphiques viennent apporter des informations importantes (Tableau I- 2). Au total, nous avons ainsi pu bénéficier de 9 forages.

Référence des forages	Localisation (commune)	Altitude (m)	Validation du Log Stratigraphique par le BRGM
00751X007 F	Bréauté	109 m	OUI
00752X006 F	Mirville	84 m	OUI
00756X0050 F	Saint Eustache	56 m	OUI
00756X0046 F	CH1 Radicatel	5 m	OUI
0756X0008 F	Bolbec	100 m	NON
00756X0004 F	Saint Marcel	32 m	NON
F1 et F2	Gruchet le valasse	33 et 28 m	NON
00756X0138 F	Le Becquet	10 m	NON
00982X0086 F3	Radicatel (Feux Mesnil)	1 m	NON

Tableau I- 2 : Liste des références des différents forages utilisés pour la réalisation de la coupe stratigraphique schématisée

I.2.5.2 Système d'information géographique (SIG)

Le principe est l'organisation des informations géographiques sous forme de couches superposables et combinables. Cet outil puissant nous permet d'intégrer les données

recueillies lors des campagnes de terrain, de synthétiser les données géographiques et géologiques (puissance de la nappe, mur de la craie, occupations des sols,...).

Pour notre étude, les principales utilisations des SIG ont consisté à obtenir certains paramètres morphologiques à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT), à nous faciliter la visualisation de l'évolution des différents niveaux topographiques, ainsi que de représenter la répartition spatiale des bêttoires.

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé le logiciel Arcgis 8.3 développé par Environmental Systems Research Institute (ESRI) et son module spatial analyst qui permet les traitements géographiques avancés des données vectorielles et raster.

Nous disposons d'un MNT en Haute-Normandie au pas de 50 m, mais également de différentes couches d'informations telles que l'occupation du sol, la lithologie, la piézométrie, le mur de la craie.

– Occupation des sols :

Nous disposons de couches d'occupation du sol très détaillées avec pour chaque région d'étude, la nomenclature adaptée qui divise les différents types d'occupation des sols en de nombreux sous groupes. Ces données proviennent pour la Haute-Normandie de la campagne de cartographie Corine Land Cover 2006.

Pour simplifier notre analyse, nous regroupons ces sous classes et créons quatre types d'occupation des sols majeurs : prairies, forêts, zones urbanisées et cultures. Une fois les quatre groupes individualisés, nous calculons les pourcentages de surface de chaque bassin versant occupé par chaque type d'occupation du sol.

– Lithologie :

Nous disposons de la même façon que pour l'occupation des sols, des cartes des substrats de la région d'étude, ainsi que des valeurs d'épaisseur des formations superficielles affleurantes pour la Haute-Normandie.

– Piézométrie :

Les données piézométriques dont nous disposons, sont issues d'une campagne de mesures réalisée en 2001 par le BRGM. Cette campagne de mesures ponctuelles a été retravaillée afin d'obtenir un maillage de points au pas de 600 m.

– Mur de la craie :

Le mur de la craie provient également du BRGM, un procédé similaire à la piézométrie a été appliqué. Ces données ont été obtenues en synthétisant l'ensemble des ouvrages (forages, puits, affleurements) atteignant le mur de la craie, qui est constitué par le toit de l'Albien. Nous disposons donc du résultat de l'interpolation avec un maillage de 500 m.

Partie II : Contraintes climatiques et physiques sur la réponse hydrologique globale

Chapitre 1 : Expression des fluctuations du climat dans la variabilité hydrologique du système karstique de Radicatel et les flux sédimentaires induits

Chapitre 2 : Contraintes du milieu physique sur la réponse hydrologique

Chapitre 3 : Rôle de la contrainte karstique sur l'aquifère de la craie : dualité de l'alimentation matricielle et karstique

Depuis plusieurs années, l'UMR CNRS M2C mène de nombreux travaux qui ont permis d'identifier les principales contraintes ou paramètres forçants s'appliquant au fonctionnement des hydrosystèmes en contexte crayeux, tant régionaux que locaux. Sur la base de ces travaux, l'intérêt de notre étude est de se placer à l'échelle d'un hydrosystème karstique, celui de Radicatel, et de tenter de comprendre les rôles respectifs, du climat (Massei *et al.*, 2007b ; Fritier, 2008 ; Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009), du contexte structural (Rodet, 1991 ; 1996 ; Bracq et Brunin, 1999 ; Rodet, 1999 ; Lallahem, 2002 ; Valdes, 2005 ; Slimani, 2009) et du karst lui-même, sur le fonctionnement de celui-ci (Lepiller, 1975 ; Rico, 1990 ; Rico *et al.*, 1993 ; Maqsoud, 1996 ; Massei, 2001 ; Massei *et al.*, 2003 ; Valdes, 2005 ; Fournier, 2006 ; Massei *et al.*, 2006a, 2006b ; Fournier, 2008).

Le premier chapitre sera ainsi consacré à l'étude des relations, entre les fluctuations climatiques (indice climatique NAO) et la variabilité hydrosédimentaire. Ce travail original repose sur la variabilité, non seulement de chroniques hydrométéorologiques traditionnellement utilisées (précipitations, piézométrie), mais également sur une longue chronique de turbidité (couvrant la période de 1987 à 2009), chronique généralement non disponible sur de longues périodes, et sur un enregistrement sédimentaire récent (à partir de la fin des années 80).

En s'appuyant sur les travaux de Valdès (2005) et Slimani (2009), le deuxième chapitre visera dans un premier temps, à déterminer la présence d'éléments structuraux majeurs et à en mesurer l'incidence sur le contexte structural à l'échelle du Bec de Caux, puis dans un second temps, à une échelle locale, nous étudierons le rôle de la compartimentation structurale d'un graden sur le fonctionnement de notre hydrosystème.

Le dernier paramètre forçant étudié, est la part du système karstique dans le fonctionnement global des sources étudiées. Enfin, dans un troisième chapitre, nous allons déterminer les relations existant entre la nappe de la craie et les systèmes karstiques de Radicatel, afin de déterminer les parts respectives des eaux issues de la nappe de la craie, et celles issues du karst.

II.1 Expression des fluctuations du climat dans la variabilité hydrologique du système karstique de Radcatel et les flux sédimentaires induits

La détermination de l'impact des changements climatiques sur les hydrosystèmes et sur la ressource en eau constitue une question scientifique majeure de ces dernières décennies. De nombreuses études basées sur la variabilité des précipitations ou des débits des rivières vont dans ce sens. Par exemple, aux Etats-Unis, de nombreux auteurs étudient l'évolution temporelle des tendances des débits des rivières (Lins et Slack, 1999 ; McCabe et Wolock, 2002 ; Trenberth, 2004) en utilisant différents types d'analyses. Les analyses des enregistrements de débits et de précipitations ont identifié statistiquement une augmentation significative des tendances en différents lieux durant le 20^{ème} siècle (Milly *et al.*, 2002 ; Pinter *et al.*, 2005). En Europe, une augmentation significative des tendances a été identifiée à travers le Nord de l'Europe et d'autres régions (Pinter *et al.*, 2005).

Ces très nombreux travaux concernent le fonctionnement de systèmes mondiaux globaux tels que les grands fleuves. Pour exemple, les travaux de Labat *et al.* (2004 ; 2005), Labat (2005 ; 2008) concluent à une augmentation globale du ruissellement en relation avec le réchauffement climatique, et montrent une relation entre les oscillations du cycle de l'eau et des forçages climatiques comme l'ENSO ou la NAO, en utilisant des enregistrements à long terme du débit à travers le monde.

A l'échelle de la Haute Normandie, le laboratoire M2C étudie depuis quelques années les relations entre les fluctuations des indices climatiques, les précipitations et les paramètres de la Seine, de la nappe de la craie, ainsi que de petits hydrosystèmes. Les résultats de ces travaux ont mis en évidence la présence de différentes composantes 1 an, 2-3 ans, 5-7 ans et 15 ans au sein des précipitations, des débits et des niveaux piézométriques (Massei *et al.*, 2007b ; Fritier, 2008 ; Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009 ; Slimani *et al.*, 2009). Ces nombreux travaux sont basés sur des variables purement hydrométéorologiques, car ce sont des données historiquement enregistrées depuis des décennies. Afin de se démarquer de ces précédents travaux et grâce aux services de la CODAH, nous proposons dans le cadre de ce chapitre, l'étude de deux variables hydrosédimentaires. En effet, nous avons à notre disposition une chronique de turbidité couvrant une période de 22 années, ainsi qu'un remplissage sédimentaire présent à l'extrémité de la galerie captante de la source de la Bruisseresse, et couvrant en principe ce même laps de temps.

Dans une première partie, nous étudierons les variations des paramètres hydrométéorologiques et leurs relations entre eux, puis dans une seconde partie, nous aborderons le comportement des variables hydrosédimentaires sur le long terme.

II.1.1 Modalités des variations hydrologiques de l'hydrosystème à l'échelle interannuelle

II.1.1.1 Données disponibles

L'étude de l'influence des fluctuations climatiques sur la variabilité hydrologique des hydrosystèmes, nécessite l'utilisation de séries temporelles importantes (plusieurs dizaines d'années). Pour le site de Radicatel, nous disposons de trois séries de données couvrant une période comprise entre 1987 et 2009 :

- Précipitations enregistrées à la station de Bolbec, située à 12 km au Nord-Ouest de Radicatel,
- Piézométrie enregistrée aux piézomètres des Trois Pierres,
- Turbidité mesurée à l'usine de traitement des eaux de la CODAH.

Les séries de précipitations et de turbidité sont au pas de temps journalier. La chronique de piézométrie a quant à elle nécessité un rééchantillonnage entre 1987 et 1997 afin d'être, elle aussi au pas de temps journalier (Figure II- 1).

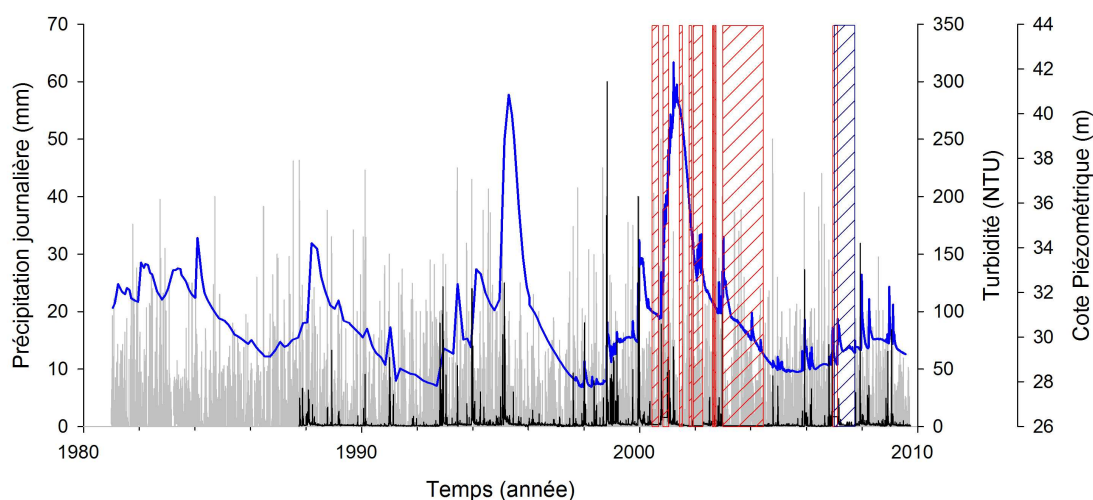


Figure II- 1 : Chronique de turbidité, de piézométrie et de précipitations journalières de 1987 à 2009 pour le site de Radicatel. En hachures rouges les lacunes de la turbidité, en hachures bleues les lacunes de précipitations

Les chroniques de précipitations et de turbidité présentent des lacunes que nous avons comblées en les remplaçant par du bruit blanc de moyenne et d'écart type identique au bruit de fond de chacune des chroniques. Les données de précipitations représentées de cette manière ne permettent pas d'observer véritablement de variabilité temporelle ou de tendance au cours de ces 22 années d'enregistrement. Une représentation des précipitations sous la forme de cumul annuel met en avant une certaine périodicité de 5 ou 7 ans (Figure II- 2). Ainsi, les années 1987-1988, 1993-1995 puis 1999-2001 sont pluvieuses

et suivies par des années dont les cumuls sont égaux ou inférieurs à la moyenne annuelle (1035.2 mm).

Les données piézométriques montrent que la nappe de la craie présente dans la zone d'étude des fluctuations pouvant être importantes (entre 12 et 14 m), avec deux maximums enregistrés en 1995 et 2001. A ces fluctuations pluriannuelles se superposent des fluctuations annuelles voir évènementielles. Ce comportement piézométrique a déjà été observé par Slimani (2009) sur d'autres piézomètres de Haute Normandie.

Les données de turbidité présentent une structuration annuelle composée de crues importantes (pouvant être supérieure à 100 NTU), entre les mois d'octobre et de février / mars, et de longues périodes printanières et estivales durant lesquelles, seules quelques averses orageuses peuvent générer de petites crues turbides (< 25 NTU).

On remarque qu'au cours de certaines années particulièrement pluvieuses (1992-1995 ; 1998-2001), les crues hivernales sont particulièrement nombreuses et intenses, marquant de ce fait une certaine rythmicité dans la turbidité.

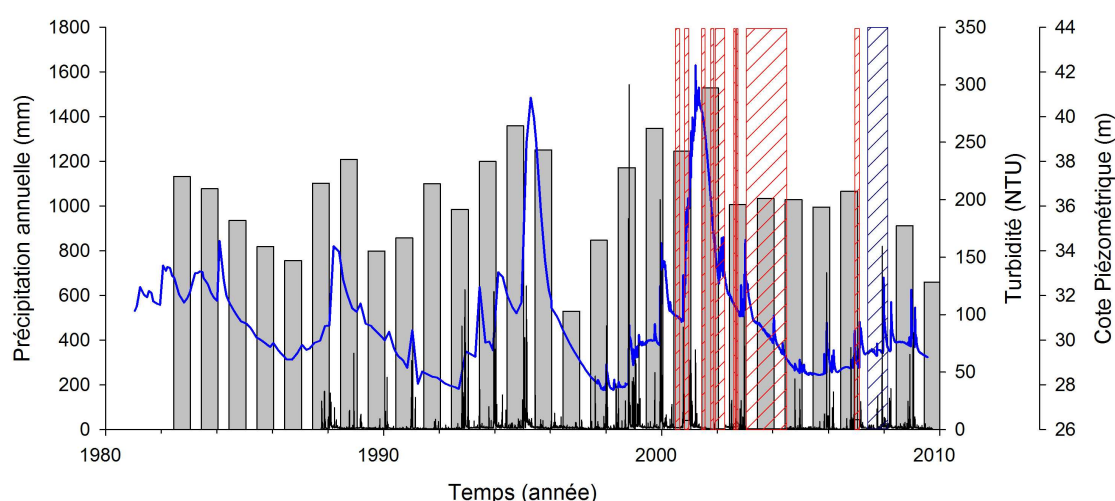


Figure II- 2 : Chronique de turbidité, de piézométrie et de précipitation cumulée annuelle de 1987 à 2009

II.1.1.2 Variabilité des précipitations journalières

– Analyse statistique des pluies de 1981 à 2009

Notre site d'étude se situe comme nous l'avons vu précédemment au sein du Bec de Caux, à proximité de la vallée du Commerce. Cette vallée est une des zones les plus arrosées de la région Haute Normandie avec une pluviométrie annuelle moyenne de 1100 mm (Roux, 1978). Nous avons calculé la moyenne des précipitations durant notre période d'étude, et avons obtenu 1035.2 mm. Cette valeur moyenne calculée est donc comparable à celle obtenue entre les années 1901 et 1960 (Roux, 1978).

Slimani (2009) a réalisé une étude sur la variabilité des pluies brutes à l'échelle régionale de la Haute Normandie, et la station de Bolbec fut l'une des stations présélectionnées. Notre étude se basera donc sur les résultats de cette étude régionale, afin d'étudier la variabilité des précipitations aux cours des vingt dernières années pour la station de Bolbec (Tableau II- 1).

Cycle hydrologique	Précipitations cumulées annuelles (mm)	Cycle hydrologique	Précipitations cumulées annuelles (mm)	Cycle hydrologique	Précipitations cumulées annuelles (mm)
/	/	1990-1991	1099.5	2000-2001	1527.9
1981-1982	1131.7	1991-1992	985.6	2001-2002	1006.6
1982-1983	1077.3	1992-1993	1199	2002-2003	1034.3
1983-1984	935.6	1993-1994	1358.4	2003-2004	1028.7
1984-1985	818.5	1994-1995	1250.8	2004-2005	995
1985-1986	755.7	1995-1996	529.4	2005-2006	1065.5
1986-1987	1102.3	1996-1997	846.7	2006-2007	/
1987-1988	1209.1	1997-1998	1171.6	2007-2008	912.1
1988-1989	798.4	1998-1999	1347.6	2008-2009	660.4
1989-1990	857.6	1999-2000	1245.4	/	/
				Moyenne	1035.2

Tableau II- 1 : Précipitations cumulées annuelles entre les années 1981 et 2009 par la station de Bolbec

La Figure II-3 représente les valeurs de modules mensuels des pluies brutes, ainsi que les variations des maxima (gris) et minima (noir) annuels pour la chronique de pluviométrie sur toute la période d'étude à la station de Bolbec. Les précipitations sont réparties de façon uniforme durant toute l'année, avec tout de même un léger pic de précipitations entre les mois de septembre à décembre (Hauchard, 2002). Les fluctuations mensuelles sont très importantes d'une année à l'autre. Les maxima annuels montrent une très légère augmentation, qui ne s'observe pas au niveau de la moyenne annuelle (Slimani, 2009).

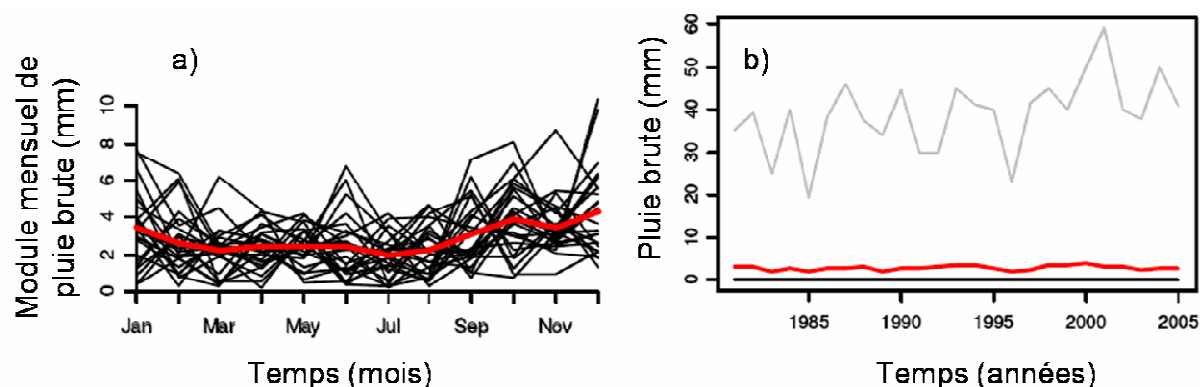


Figure II- 3 : Régime pluviométrique mensuel 1981-2006 (a) ; Extraction pour les chroniques de pluie des maxima (gris), minima (noir) et moyenne annuelle (rouge) (b) (Slimani, 2009)

– Variabilité temporelle des précipitations

L'objectif de cette partie est de caractériser la variabilité à long terme de la variable d'entrée, que sont les chroniques de précipitations étudiées.

Nous cherchons donc à détecter les différents modes de variabilités influençant de façon importante, la variabilité des pluies régionales et à connaître la structuration temporelle des signaux pluviométriques, en vue de l'étude ultérieure de leurs relations avec la piézométrie et la turbidité.

• Analyse du signal des précipitations

Le corrélogramme de la pluie décroît très rapidement ; il prend une valeur inférieure à 0.1 au bout de 4 jours, et présente une faible périodicité annuelle (Figure II- 4a). Le spectre révèle également la périodicité annuelle ainsi que la présence de structures périodiques dans le long terme pour des périodes supérieures à 25 jours (Figure II- 4b). Une analyse de la dépendance à long terme par la méthode R/S confirme une légère persistance dans le signal (Figure II- 4c), en effet la valeur du coefficient de Hurst est proche de 0.70. Or, un signal dont les valeurs sont indépendantes aura une valeur proche de 0.50. Les précipitations de la station de Bolbec semblent donc posséder une certaine structure à long terme somme toute assez faible.

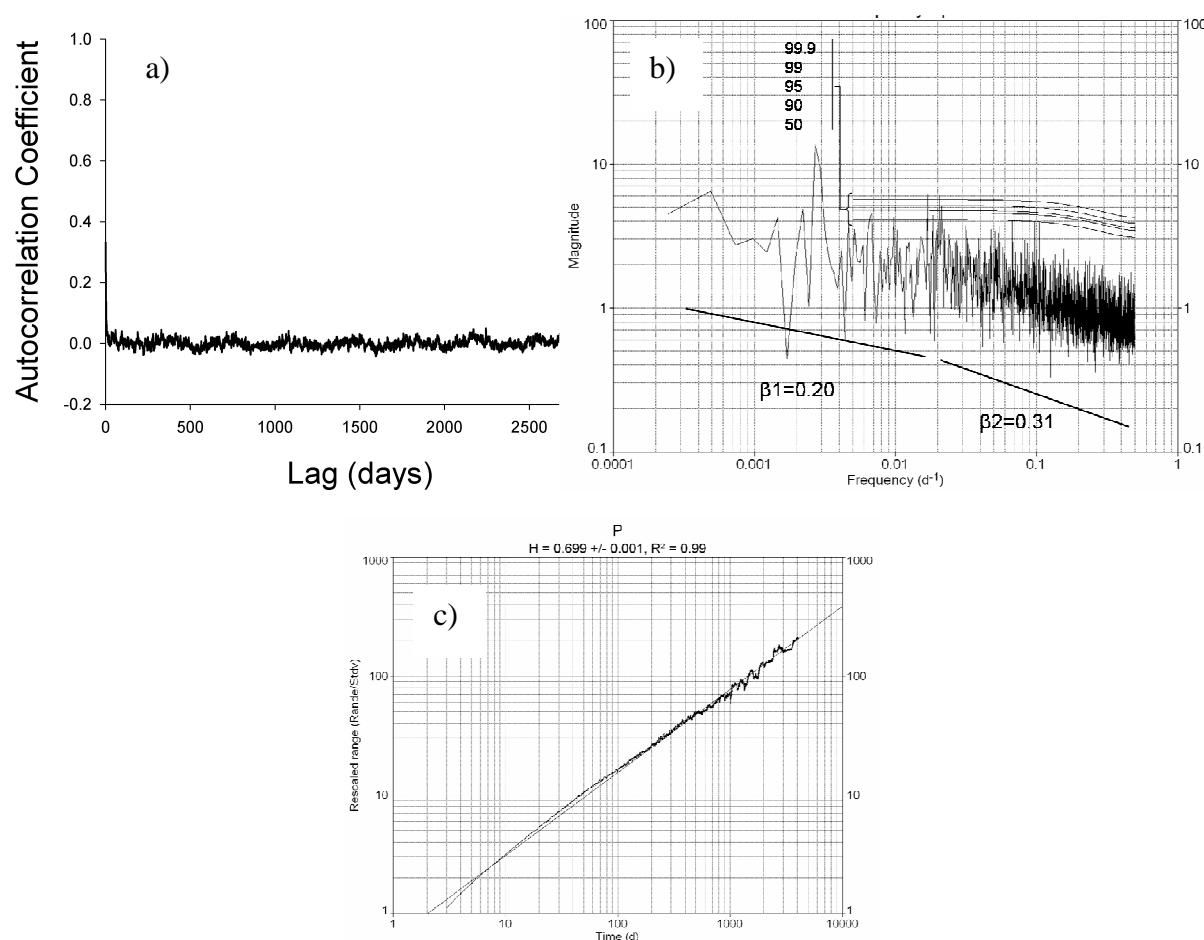


Figure II- 4 : Corrélogramme (a), Spectre d'énergie (b), Analyse R/S (c) des précipitations journalières de 1987 à 2009

A partir de spectres des transformées de Fourier (FFT) réalisés sur différentes chroniques de précipitations, Slimani (2009) met en avant un changement dans le comportement statistique des données de précipitations de la Haute Normandie, sous la forme de ruptures de pentes se trouvant entre 24 et 27 jours. Les spectres sont caractérisés par deux lois puissances, dont les valeurs de pente β_1 représentent les événements climatiques basses fréquences qui sont supérieurs à 25 jours, et les valeurs de pente β_2 correspondent à la présence d'une structuration des variations à court terme, pour des échelles typiquement synoptiques (Ayrault et Joly, 2000 ; Massei *et al.*, 2007b). La mise en évidence d'une périodicité annuelle, ainsi qu'une dépendance à long terme au sein de la série de précipitations s'éloigne quelque peu des conclusions de Massei *et al.* (2007b). En effet, ils ont démontré que les précipitations du Nord Ouest de la France ne montrent pas de propriétés de dépendance à long terme. Leurs travaux portent sur des chroniques plus longues (35 ans), ce qui peut atténuer, voire masquer la présence de la cyclicité annuelle que nous observons.

- Analyses par ondelettes continues des précipitations

Pour une analyse plus fine de la composition spectrale des signaux pluviométriques et pour repérer les éventuelles discontinuités liées à l'instationnarité des signaux hydroclimatiques, de nombreuses études se basent sur des analyses en ondelettes continues réalisées sur des chroniques de précipitations situées dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei *et al.*, 2007b) et en Haute Normandie (Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009).

Les spectres en ondelettes réalisés sur ces différentes chroniques de précipitations montrent la distribution de la puissance au cours de la période d'étude. Une très forte puissance pour les très hautes fréquences correspond aux événements très rapides. La majorité de la variance des événements rapides peut être exprimée comme un bruit de fond.

Slimani (2009) met ainsi en évidence trois structures principales au sein des précipitations régionales. Ces trois composantes sont conformes aux résultats obtenus à différentes échelles d'études : à l'échelle globale du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei *et al.*, 2007b) ainsi qu'à l'échelle de plus petits bassins versants (Mesquita, 2009) (Figure II- 5).

Les trois composantes sont les suivantes :

- Une composante très marquée correspondant à une bande d'un an qui représente le cycle hydrologique annuel,
- Une bande de fréquence à 2-4 ans marquée pendant les années 1970 jusqu'aux années 1980. Par la suite, elle augmente à partir des années 1990,
- Une bande de fréquence à 5-7 ans, les variations de cette bande étant très importantes à partir de la fin des années 1980 et au début des années 1990.

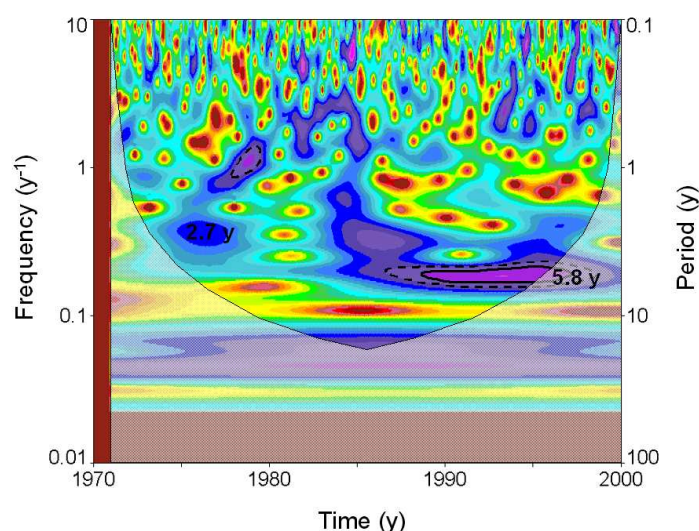


Figure II- 5 : Spectre en ondelettes d'une série de précipitations journalières moyennes du Nord Ouest du bassin parisien (Massei *et al.*, 2007b)

La figure II-6 montre la composition spectrale de la série de précipitations de Bolbec pour notre site. Le scalogramme obtenu s'avère similaire aux études précédentes ; on retrouve effectivement :

- Une bande à 1 an correspondant au cycle hydrologique bien marqué pour les années 87-89 ; 93-95 ; 99-01, puis moins marqué à partir de 2001,
- Une bande à 1.8-2.2 ans qui apparaît à partir de l'année 2006,
- Une bande à 5.5-7 ans particulièrement marquée à la fin des années 1990.

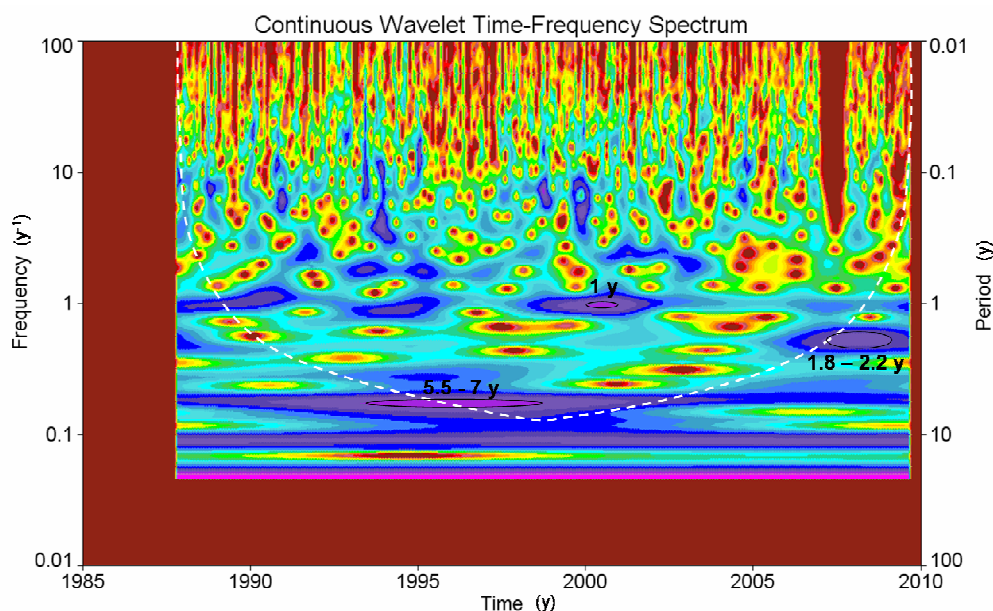


Figure II- 6 : Spectre en ondelettes des précipitations journalières de la station de Bolbec de 1987 à 2009

A la lumière de ce spectre en ondelettes de la chronique de précipitation enregistrée à Bolbec, nous pouvons conclure que les caractéristiques fréquentielles des précipitations régionales sont également enregistrées dans les précipitations de notre zone d'étude.

– Liens potentiels entre les variations des précipitations et les fluctuations du régime climatique NAO

Les conditions climatiques en Europe sont influencées par les fluctuations de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Hurrell, 1995 ; Hurrell et Van Loon, 1997). De nombreuses études ont mis en évidence les relations existantes entre la NAO et les caractéristiques météorologiques tant globales que locales, telles que l'activité du rail de dépression qui joue sur la différence de précipitations entre le Nord et le Sud de l'Europe, la dynamique des écosystèmes, mais également sur le transport de contaminants dans l'atmosphère (Rogers, 1997 ; Ulbrich et Christoph, 1999 ; Ulbrich *et al.*, 1999 ; Mares *et al.*, 2002 ; Keim *et al.*, 2004 ; Massei *et al.*, 2007b ; Fritier, 2008).

Cette relation entre la NAO et les précipitations a été étudiée à l'échelle de l'Ouest de l'Europe (Fritier, 2008), du Nord-Ouest du Bassin de Paris (Massei *et al.*, 2007b) ou bien encore à l'échelle régionale de la Haute Normandie (Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009) (Figure II- 7).

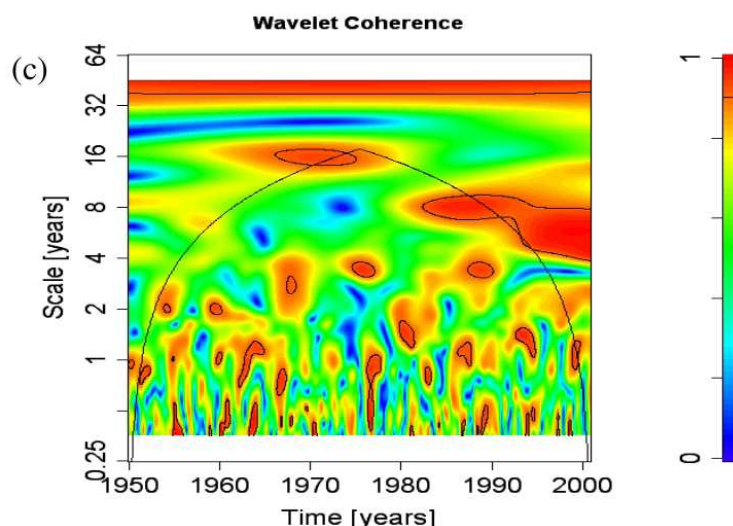


Figure II- 7 : Spectre en ondelettes de la cohérence entre la NAO et les précipitations (Fritier, 2008)

Ces différentes études mettent en évidence la difficulté de déterminer l'implication directe des oscillations de la NAO au sein des différentes réponses hydrologiques, par un recoupement simple des observations des analyses en ondelettes continues. Pour mettre en évidence les relations existantes entre les deux signaux, les analyses en ondelettes de la cohérence ont été utilisées par de nombreux auteurs afin de mieux comprendre les relations sur les trois bandes de fréquences décrites précédemment. Massei *et al.* (2007b) et Massei (2009) indiquent que l'oscillation quasi-biennale (2-3 ans) est apparemment commune à la NAO et aux précipitations du Nord Ouest de l'Europe. L'existence de discontinuités temporelles (1970 et 1990) identifiées dans les pluies et la NAO conforte la conclusion précédente. Fritier (2008) met également en avant une forte corrélation linéaire entre les précipitations et la NAO pour des échelles de 4 à 8 ans à partir de la fin des années 1980 à l'échelle européenne. Cette relation tend à se renforcer à partir des années 1990, période correspondant à une phase durant laquelle la NAO est fortement positive.

En employant ces mêmes méthodes, Slimani (2009) conclut qu'il existe une forte cohérence à partir des années 1980 entre les précipitations régionales haut normandes (Dieppe, Evreux et Rouen) et la NAO. Les plus fortes cohérences correspondent à la bande de fréquences 2-3 ans, caractéristique de l'indice climatique NAO. Slimani (2009) en conclut que les précipitations au niveau de la Normandie « impriment » de façon très nette la variabilité climatique locale contrôlée, notamment par l'indice NAO.

Le cycle annuel apparaît également de façon plus marquée dans les spectres de cohérence NAO-Pluie. La NAO contrôle donc de façon prépondérante le cycle de l'eau et impose le mode de variabilité du cycle pluviométrique.

Cette étude rejoint les résultats de Fritier (2008) qui montre que la bande de fréquence 5-7 ans semble apparaître à partir des années 1990 avec une forte cohérence pour toutes les

stations de l'Europe. Il existe une rupture dans la variabilité des pluies liée à un changement dans la variabilité du climat local. En effet, lorsque nous analysons le spectre en ondelettes de la NAO, la bande de fréquence 5-7 ans n'est pas observable avant 1990. Avant cette date, elle est, selon toute vraisemblance, présente mais masquée par les hautes fréquences et ne s'exprime qu'à partir des années 1990. Massei *et al.* (2007b) mettent en relation l'apparition de cette bande pluriannuelle dans les précipitations avec une modification du régime d'oscillation 2-4 ans de la NAO et ils en concluent à l'existence d'un forçage influençant les précipitations et la NAO.

L'analyse en ondelettes réalisée sur la chronique de précipitations de la station de Bolbec met bien en évidence ces deux bandes d'énergie fortes entre 1.8 et 2.2 ans correspondant à l'oscillation quasi-biennale, et aux alentours de 5.5-7 ans correspondant à la fluctuation pluriannuelle. Ces précipitations au centre du Pays de Caux sont donc bien régies par les indices climatiques généraux tel que la NAO. Le climat imprime de façon nette sa variabilité sur les précipitations locales.

II.1.1.3 Etude de la variabilité piézométrique

Nous venons de voir que les précipitations locales sont influencées par les fluctuations de l'indice climatique NAO. La variabilité des précipitations est donc sous-tendue par la présence de composantes spectrales qui bien que clairement non périodiques, apparaissent clairement structurées (Massei, 2009). A présent, nous allons analyser la variabilité du signal piézométrique, signal de sortie de l'hydrosystème dont les fluctuations traduisent le fonctionnement global de la nappe de la craie.

– Analyse par ondelettes continues de la piézométrie

Nous avons réalisé une analyse en ondelettes sur la chronique de piézométrie des Trois Pierres (Figure II- 8).

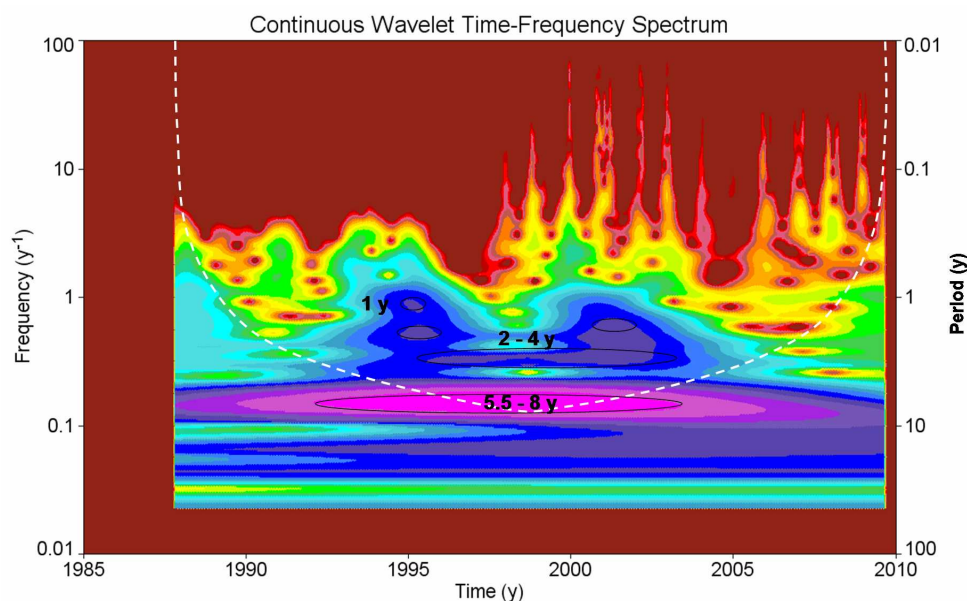


Figure II- 8 : Spectre en ondelettes pour le piézomètre des Trois Pierres sur la période de 1987 à 2009

Le spectre en ondelettes met en évidence la présence d'une bande fréquentielle avec une forte énergie comprise entre 5.5 et 8 ans. Cette bande est particulièrement exprimée entre les années 1993 et 2003. On peut également remarquer que durant cette période de 10 ans, d'autres structures apparaissent. En effet, on voit un spot d'énergie à 1 an, puis une bande d'énergie à 2-4 ans qui semble se subdiviser en deux.

Cette structuration du signal piézométrique des Trois Pierres est similaire à celles des précipitations régionales et à celles des variations piézométriques régionales décrites par Slimani (2009). Grâce à des analyses en ondelettes, Slimani (2009) met en évidence deux composantes : une variation annuelle et une variation interannuelle d'environ 6 ans. Les variations annuelles sont sous-tendues par une porteuse interannuelle d'intensité plus ou moins forte.

Instinctivement, cette double structure (annuelle et interannuelle) est mise en parallèle avec les différentes composantes fréquentielles mise en évidence dans les séries de précipitations. Les variations de la bande interannuelle 6-7 ans sont très importantes à partir des années 1990. Elles sont à l'origine de variations pouvant atteindre une trentaine de mètres, et le pourcentage de variance associé à cette composante peut atteindre des valeurs de 49 %. La bande de 2-3 ans présente une faible variance (2.38 %), elle devient importante à partir des années 2000. Concernant la composante annuelle, celle ci présente un pourcentage de variance de 15.67 % lorsque celle-ci est présente (Slimani, 2009 ; Slimani *et al.*, 2009).

Afin de vérifier la corrélation entre les précipitations et les variations piézométriques, nous avons réalisé une analyse de la cohérence par ondelettes entre ces deux signaux.

– Corrélation entre la piézométrie, les précipitations et la NAO

Le spectre de la cohérence entre les précipitations de Bolbec et les variations piézométriques des Trois Pierres montre une forte cohérence entre les deux signaux (Figure II- 9). Cette forte corrélation se révèle à différentes échelles. En effet, la cohérence est bien marquée pour les bandes à 5-7 ans et 2-3 ans entre les années 1993 et 2003. La bande 1 an (cycle hydrologique) se présente quant à elle sous la forme de spot de cohérence pour les années 1991, 1995, 2003 et 2005-2007. Durant ces mêmes années, on peut noter la présence d'une bande à 6 mois symbolisée sous la forme de spot.

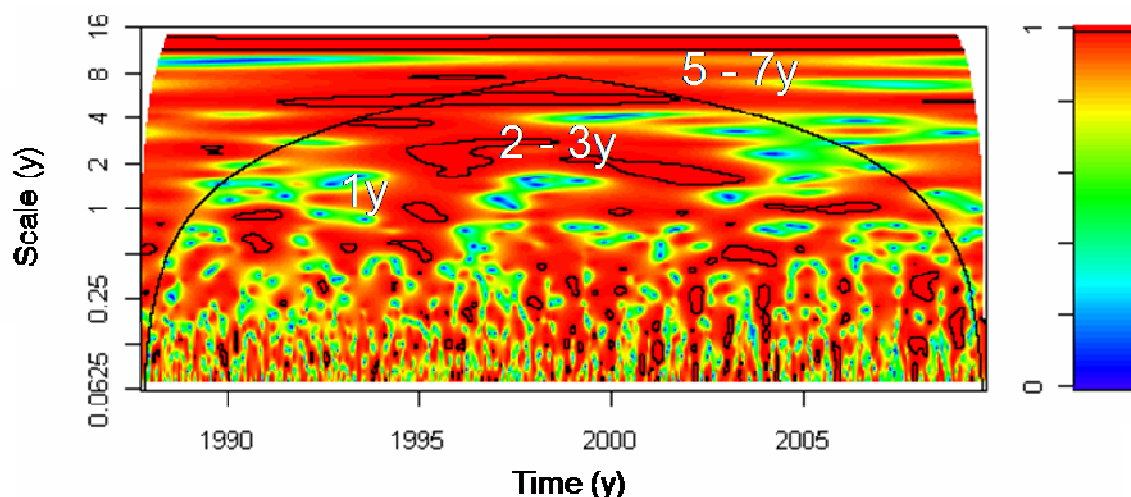


Figure II- 9: Spectre de la cohérence en ondelettes entre les précipitations (Bolbec) et les variations piézométriques (Trois Pierres)

Ce résultat démontre la très forte relation qui existe entre les précipitations à Bolbec et les variations piézométriques des Trois Pierres, et ce pour des échelles pluriannuelles à plurimensuelles. Ces résultats confirment ceux obtenus par Slimani (2009) à l'échelle régionale, où il met en évidence que la cohérence apparaît avec des degrés différents sur tous les piézomètres de la région, et que la cohérence enregistrée pour la bande 6-7 ans est importante à partir des années 1990 au niveau de tous les spectres.

Slimani (2009) a également mis en évidence une cohérence entre la NAO et les variations piézométriques pour des bandes fréquentielles semblables (Figure II- 10). Cette relation est moins nette à cause de la structure plus bruitée du signal NAO, alors que le signal piézométrique présente quant à lui peu de variations hautes fréquences. Les variations piézométriques sont donc bien sous l'influence des fluctuations climatiques locales (précipitations) et de la NAO, facteur de contrôle à l'échelle plus globale.

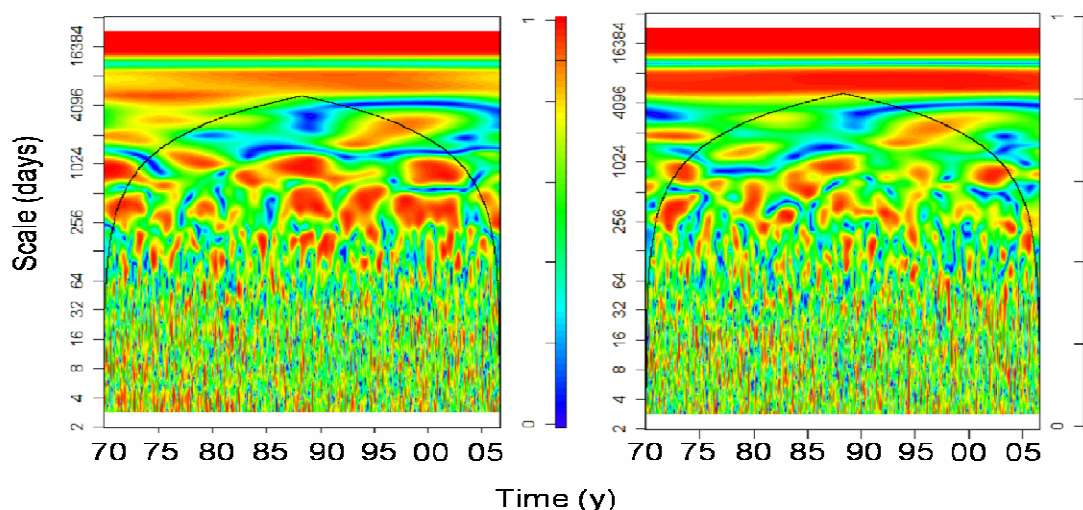


Figure II- 10 : Spectres en ondelettes de la cohérence entre la NAO et les variations piézométriques (Slimani, 2009)

Les différentes analyses en ondelettes ont permis de mettre évidence la présence d'une bande pluriannuelle (6-7 ans) au sein des précipitations et de la piézométrie étudiées. Cette bande située entre la fin des années 80 et le début des années 90 serait une modulation de la bande quasi-biennale de l'indice climatique NAO (Massei *et al.*, 2007b). Or jusqu'à présent, bien que cette bande soit identifiée dans l'ensemble des précipitations européennes (Fritier, 2008), régionales (Massei *et al.*, 2007b ; Mesquita, 2009 ; Slimani, 2009) aucune comparaison temporelle n'a été faite entre les différents signaux.

II.1.1.4 Rôle de l'oscillation pluriannuelle sur la recharge de la nappe

– Mise en évidence de l'infiltration lente

Nous nous sommes intéressés, à cette bande fréquentielle commune aux trois séries chronologiques. Pour cela, nous avons reconstruit des séries chronologiques à partir d'une extraction (Figure II- 11).

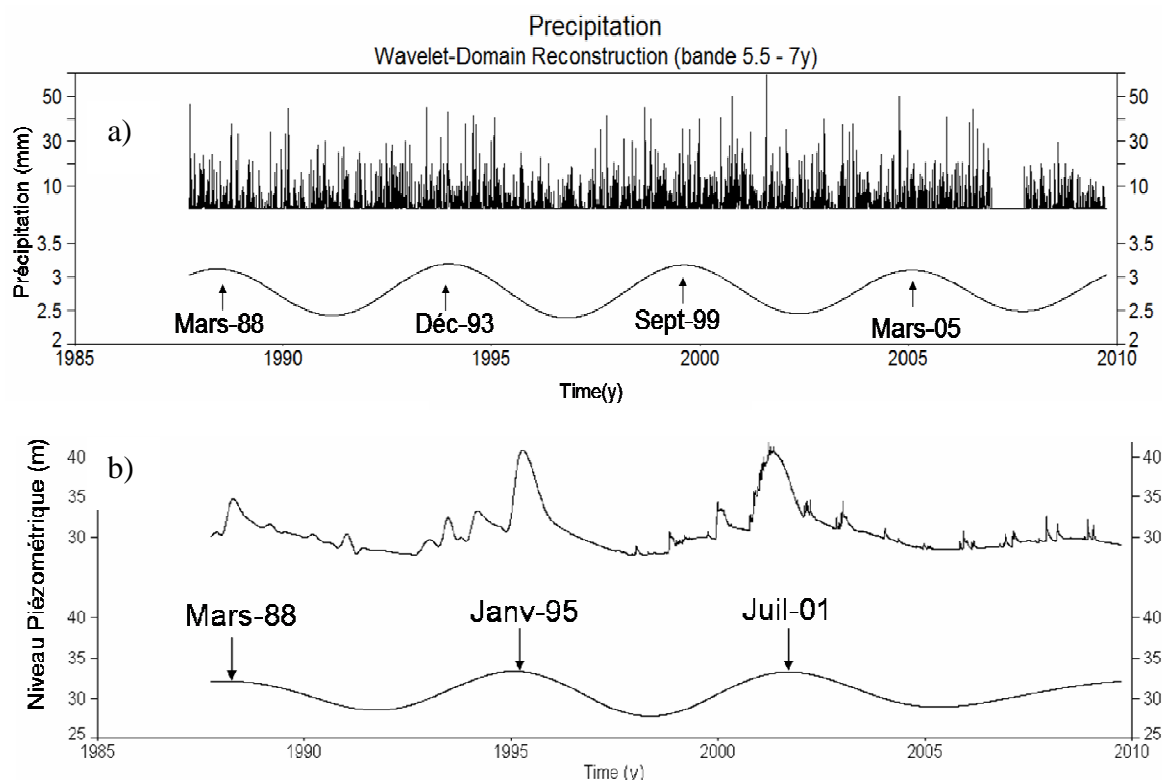


Figure II- 11 : Reconstruction de la bande 6-7 ans a) les précipitations, b) la piézométrie

L'interprétation de cette reconstruction se focalise sur la période entre les années 1990 et 2001. En effet, c'est durant cette période que la bande pluriannuelle présente une variance significative (Slimani, 2009). La reconstruction de cette bande fréquentielle permet de constater que la piézométrie est particulièrement soutenue par cette composante basse fréquence, qui représente 41.23 % de la variance totale du signal piézométrique. Celle-ci est donc responsable des grandes variations du niveau piézométrique atteignant 7 à 8 mètres, entre les maxima et les minima. Cette composante ne représente au sein des précipitations qu'une part de variance beaucoup plus faible, de 0.25 % (Tableau II- 2). Cette composante basse fréquence est donc exacerbée dans le signal piézométrique (Slimani, 2009).

	Précipitation	Piézométrie
% de variance	0.25	41.23

Tableau II- 2 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle

Les deux courbes de précipitations et de piézométrie ne sont pas en phase ; elles présentent un décalage. La bande précipitation oscille avant celle de la piézométrie et les valeurs de ce déphasage sont de 436 jours pour les années 93-95 et de 610 jours pour les années 2000-2002 (Figure II- 12).

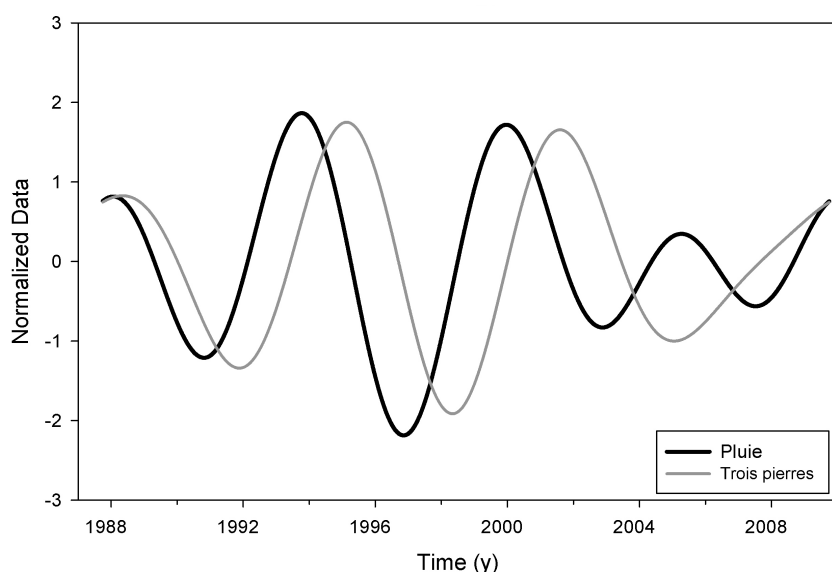


Figure II- 12 : Reconstruction de la bande 6-7 ans des deux chroniques : en noir la pluie, en gris la piézométrie

Nous avons cherché à comprendre l'origine de ce décalage et savoir si celui-ci est représentatif du piézomètre choisi pour cette étude, ou si ce décalage est une constante régionale. Nous avons donc sélectionné trois autres piézomètres déjà étudiés par Slimani (2009) situés à proximité de notre zone d'étude. Ces piézomètres sont les suivants : Auberville la Renault, Hattenville et Manéglise (Figure II- 35).

Ces trois piézomètres ont fait l'objet d'analyses en ondelettes similaires à celles réalisées sur la série piézométrique des Trois Pierres. La reconstruction de cette bande fréquentielle démontre que cette composante pluriannuelle a une part très importante dans le comportement de la nappe de la craie (Tableau II- 3).

	Auberville la Renault	Hattenville	Manéglise	Trois Pierres
% de variance	57.04	42.61	43.79	41.23

Tableau II- 3 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle des chroniques de piézométrie

Nous avons donc isolé cette composante basse fréquence et reconstruit le signal, et nous les avons comparé au signal de la pluie (Figure II- 13). Nous constatons que les bandes fréquentielles de ces quatre piézomètres sont synchrones à quelques différences près. Et comme pour le piézomètre des Trois Pierres, ces trois piézomètres présentent des maxima et des minima décalés par rapport à ceux des précipitations. Le décalage est tout à fait similaire pour ces trois nouveaux piézomètres. Cette bande basse fréquence ainsi que le décalage avec les précipitations n'est pas le fait du seul piézomètre des Trois Pierres, mais bien d'une caractéristique régionale du fonctionnement de la nappe de craie.

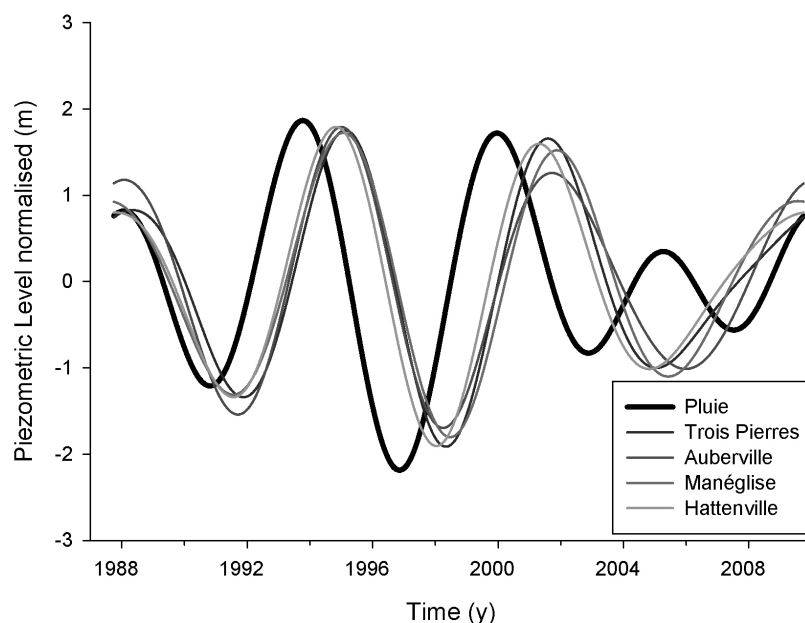


Figure II- 13 : Mise en évidence d'un décalage entre les bandes 6-7 ans des précipitations et des variations piézométriques

Nous l'avons vu précédemment, cette composante contrôle les oscillations de grandes amplitudes de la nappe de la craie, et donc les périodes de minima piézométriques ainsi que les maxima. La présence du décalage dans le temps met en évidence un mécanisme de retard propre au cadre hydrogéologique commun, c'est-à-dire les formations superficielles et la craie. En effet, la présence de formations superficielles au dessus de la craie constitue un milieu à faible perméabilité au sein duquel les eaux circulent lentement, permettant une circulation lente ou retardée des eaux d'infiltration.

– Calcul de la perméabilité de la craie non saturée

La nappe de la craie présente des variations annuelles contrôlées par les précipitations annuelles et par le stockage au sein des formations superficielles. Cette dynamique de recharge annuelle met en jeu une population d'eau s'infiltrant par des points d'engouffrements de types cryptobétoires et se stockant de manière temporaire dans la nappe perchée des formations superficielles (Jardani, 2007). Cette recharge retardée de la nappe de la craie se fait dans des délais de quelques mois, et n'est donc en rien responsable des oscillations pluriannuelles de très grandes amplitudes du niveau piézométrique.

Nous venons de le voir, ces oscillations très importantes (plusieurs mètres) de la nappe de la craie sont sous-tendues par une bande 6-7 ans également présente dans les précipitations. Le décalage apparent entre les précipitations et la piézométrie, visible régionalement, peut correspondre au temps de circulation d'une population d'eau s'infiltrant de manière beaucoup plus lente au sein des différentes strates géologiques. Nous émettons donc

l'hypothèse que ces eaux correspondent à des eaux circulant au sein des formations superficielles et de la matrice crayeuse non saturée (Figure II- 14). En considérant ce retard comme un temps de parcours des eaux à travers les formations superficielles et la matrice crayeuse non saturée, il nous est possible de déterminer une valeur de vitesse de transfert au sein de la craie non saturée (ZNS sur la Figure II- 14).

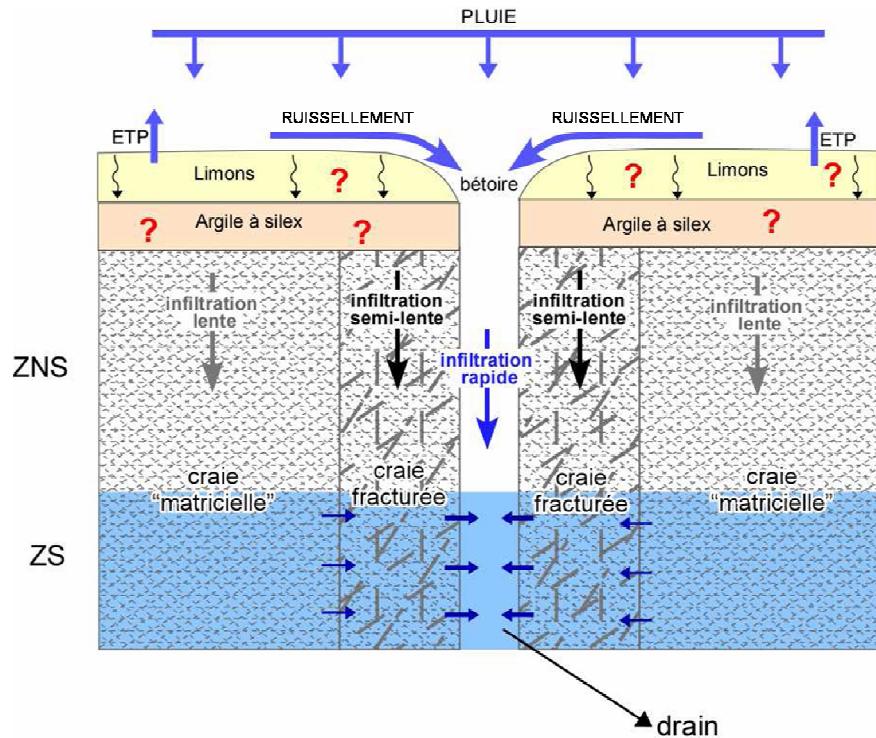


Figure II- 14 : Bloc diagramme mettant en évidence les processus d'infiltration (Valdès, 2005)

Pour ce calcul, nous avons compilé les données d'épaisseur de formations superficielles ($Ep_{Form\ superficielles}$) et d'épaisseur de la craie non saturée ($Ep_{craie\ non\ saturée}$), pour chaque piézomètre cité et ce pour les deux maxima piézométriques (1993 et 2001) (Tableau II-4).

Le temps de parcours théorique dans les formations superficielles est le suivant :

$$Tps.Form.Superficielles = \frac{Ep.Form.Superficielles}{Perméabilité.Fom.superficielles} \quad (13)$$

Pour ce calcul, nous avons utilisé une valeur de perméabilité des formations superficielles issue de la bibliographie. Cette valeur est comprise entre 10^{-6} et $10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ (Jardani, 2007). En utilisant ces deux valeurs extrêmes, il est apparu qu'une valeur de 10^{-6} m.s^{-1} était la mieux adaptée.

La perméabilité de la craie non saturée est alors calculée comme suit :

$$Vitesse\ de\ transfert\ au\ sein\ de\ la\ craie\ non\ saturée = \frac{Ep.\ craie\ non\ saturée}{(Tps\ total - Tps\ Form\ sperficielles)}$$

(14)

Les valeurs de vitesses de transfert obtenues sont comprises entre 10^{-6} et presque 10^{-8} m.s^{-1} . Ces valeurs se rapprochent des valeurs de perméabilité de la craie fracturée, fissurée (Slimani, 2009). Seule la vitesse de transfert obtenue pour le piézomètre d'Auberville en 2001 se rapproche des valeurs habituellement données pour la matrice de la craie (Mathias *et al.*, 2005 ; Mathias *et al.*, 2006).

Ces valeurs ne sont en tout cas pas aberrantes et peuvent donc bien traduire l'état du système, et valider l'hypothèse d'une population d'eau alimentant la nappe de la craie de manière très retardée. Cette population d'eau d'infiltration lente est donc bien celle responsable des grandes oscillations de la nappe de la craie.

		Altitude (m)	Toit de la nappe (m)	Zone non sat (form sup + craie) (m)	Epaisseur form sup (m)	Epaisseur de craie non saturée (m)	Temps de parcours total (j)	Temps de parcours théorique Form sup (s)	Temps de parcours craie (s)	Vitesse de transfert de la craie non saturée (m.s^{-1})
1993	Trois Pierres	112	39.94	72.06	13.25	58.81	436	1.33E+07	2.44E+07	2.41E-06
	Auberville	110	61.75	48.25	17.8	30.45		1.78E+07	1.99E+07	1.53E-06
	Hattenville	126	105.64	20.36	15	5.36		1.50E+07	2.27E+07	2.36E-07
	Manéglise	113.5	58.35	55.15	12.5	42.65		1.25E+07	2.52E+07	1.69E-06
2001	Trois Pierres	112	40.39	71.61	13.25	58.36	610	1.33E+07	3.95E+07	1.48E-06
	Auberville	110	59.9	50.1	17.8	32.3		1.78E+07	3.49E+07	9.25E-07
	Hattenville	126	107.22	18.78	15	3.78		1.50E+07	3.77E+07	1.00E-07
	Manéglise	113.5	58.67	54.83	12.5	42.33		1.25E+07	4.02E+07	1.05E-06

Tableau II- 4 : Synthèse des paramètres stratigraphiques de chaque piézomètre et calcul de la perméabilité de la craie non saturée

II.1.1.5 Variabilité hydrosédimentaire

Comme nous venons de le voir, les études du comportement sur le long terme des hydrosystèmes afin de mettre en évidence la présence de forçages climatiques sont nombreuses (Labat *et al.*, 2005 ; Massei *et al.*, 2007b ; Fritier, 2008 ; Slimani, 2009). Ces approches statistiques à base de longues chroniques ont également été réalisées sur des séries de débits de systèmes karstiques (Benavente *et al.*, 1985 ; Labat *et al.*, 1999c). Ces études se sont particulièrement intéressées à caractériser le fonctionnement à proprement parler des systèmes karstiques.

Nous proposons, dans ce chapitre, de mener une étude similaire des signaux non plus issus de processus purement hydrologiques, mais en étudiant des signaux marqueurs des processus d'érosion, de transport et de sédimentation que sont la turbidité et l'enregistrement sédimentaire. Pour ce faire, nous disposons d'une chronique de turbidité couvrant la même période de 20 ans que les chroniques de précipitations et de piézométrie, ainsi que d'un enregistrement sédimentaire prélevé dans une galerie captante pouvant être assimilée à un conduit karstique.

– Etude de la variabilité de la turbidité

En Haute Normandie, et plus particulièrement dans le Pays de Caux, les captages d'eau potable exploitent presque exclusivement la nappe de la craie par le biais de forages ou bien par le biais de sources. Comme nous le verrons dans le chapitre 2 de la partie II, la craie est le siège d'une karstification importante pouvant mettre en relation rapide les plateaux agricoles avec les sources. Ces relations ont été démontrées par de nombreux tracés positifs avec des vitesses importantes (Ginger Environnement, 2007 ; IDDEA, 2010). Afin de suivre et de faire face à la vulnérabilité importante de la ressource, les organismes responsables de la production d'eau ont équipé leurs installations de turbidimètres. Ce suivi de la qualité des eaux brutes a permis à la CODAH d'obtenir une chronique de turbidité couvrant une période de 22 ans sous la forme de données journalières (Figure II- 15). Nous proposons donc d'étudier avec les mêmes méthodes que précédemment, les variations du signal turbide et de déterminer si celui-ci est également un bon enregistreur des fluctuations du signal climatique.

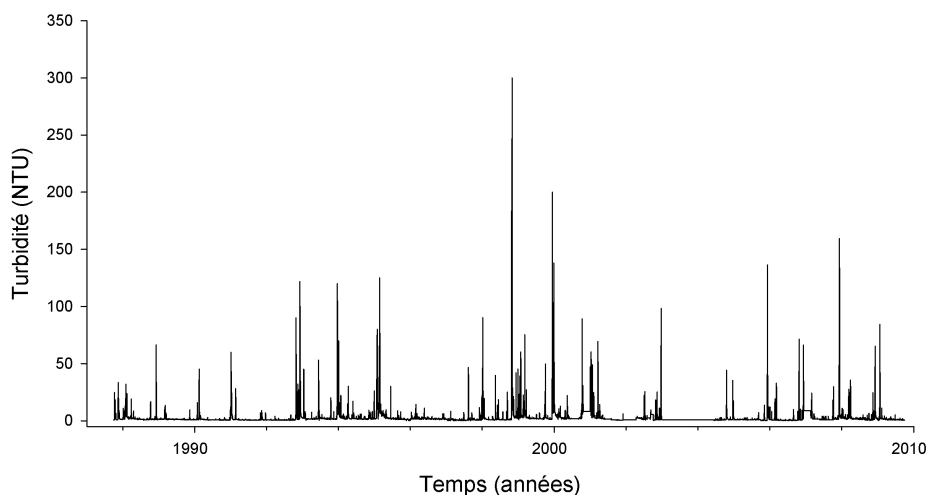


Figure II- 15 : Chronique brute de turbidité mesurée dans la bêche de mélange de l'usine de Radicate

– Traitement du signal turbide

• Analyses corrélatoires du signal turbide

Le corrélogramme de la turbidité décroît rapidement ; il prend une valeur inférieure à 0.1 au bout de 18 jours, et présente une faible périodicité annuelle (Figure II- 16). La faible périodicité annuelle visible pour la turbidité, se retrouve sur le corrélogramme des pluies (cf. II.1.1.2). La présence de ce cycle hydrologique dans la chronique de turbidité est un premier indice de la relation existant avec les précipitations. La valeur met en évidence une dépendance des événements entre eux plus importante que pour les précipitations.

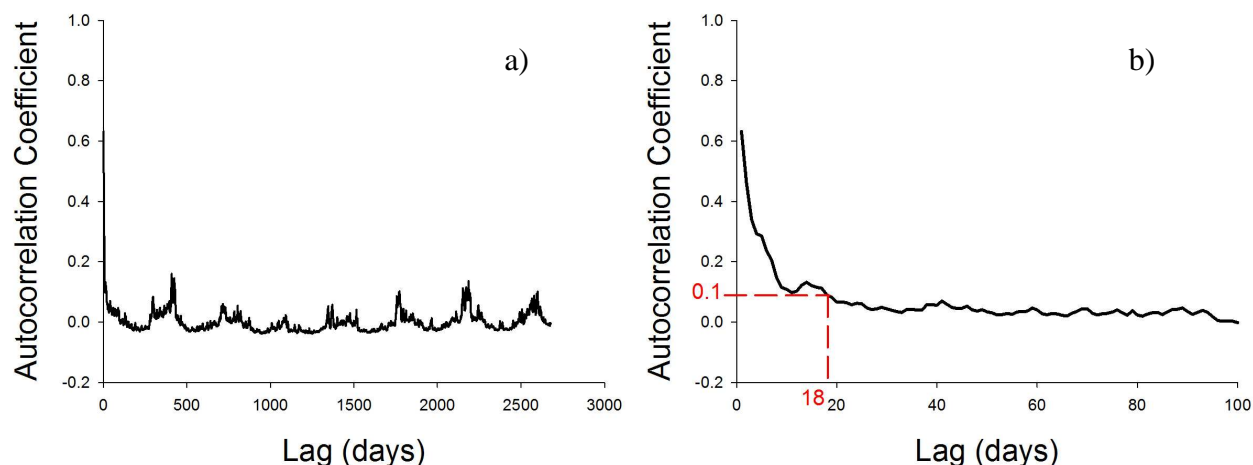


Figure II- 16 : Autocorrélations basées sur des données journalières de turbidité (a),
zoom de l'autocorrélogramme pour un lag compris entre 0 et 100 jours (b)

- *Analyse en ondelettes continues de la turbidité journalière*

Nous avons ensuite réalisé une analyse en ondelettes sur la chronique de turbidité, afin de confirmer l'existence du cycle hydrologique à l'intérieur du signal turbide et de déterminer ou non la présence d'autres structures au sein de cette série de données (Figure II- 17).

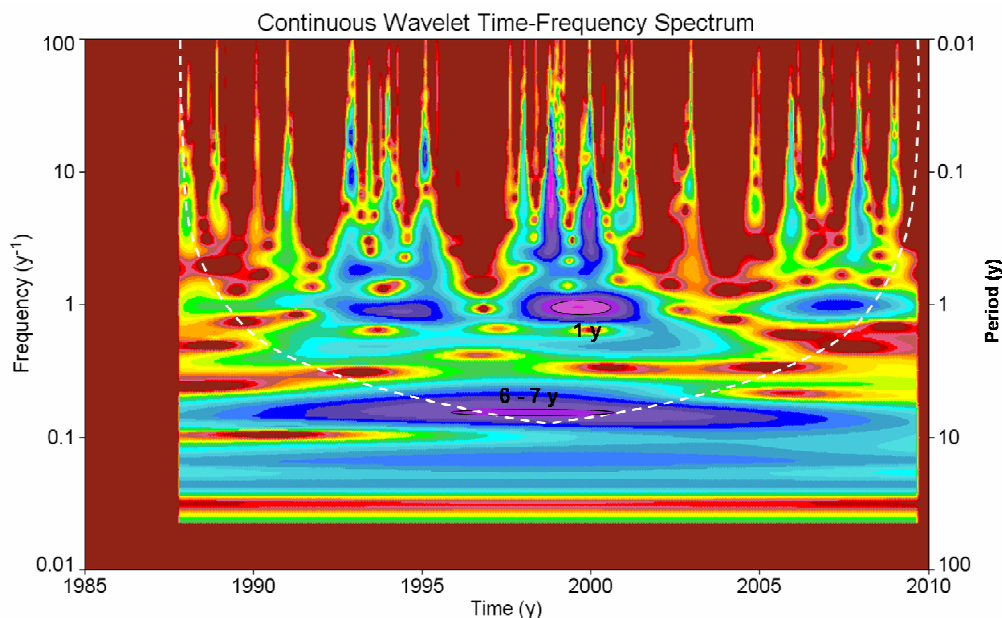


Figure II- 17 : Spectre en ondelettes de la chronique de turbidité de 1987 à 2009

L'analyse en ondelettes met en évidence une bande fréquentielle à 1 an correspondant au cycle hydrologique avec trois périodes bien marquées : 1992-1995 ; 1997-2001 et 2005-2008. On retrouve la structure de la chronique brute initiale avec les deux périodes de turbidité importante (1992-1995 ; 1997-2001), mais l'analyse en ondelettes permet de mettre en évidence une troisième période de turbidité importante entre les années 2005 et 2008.

A cette bande correspondant au cycle hydrologique, s'ajoute une bande à 6-7ans avec une forte énergie pour la période comprise entre les années 1992 et 2005. On retrouve ici cette bande pluriannuelle mise en évidence dans les précipitations et la piézométrie (Figure II- 18).

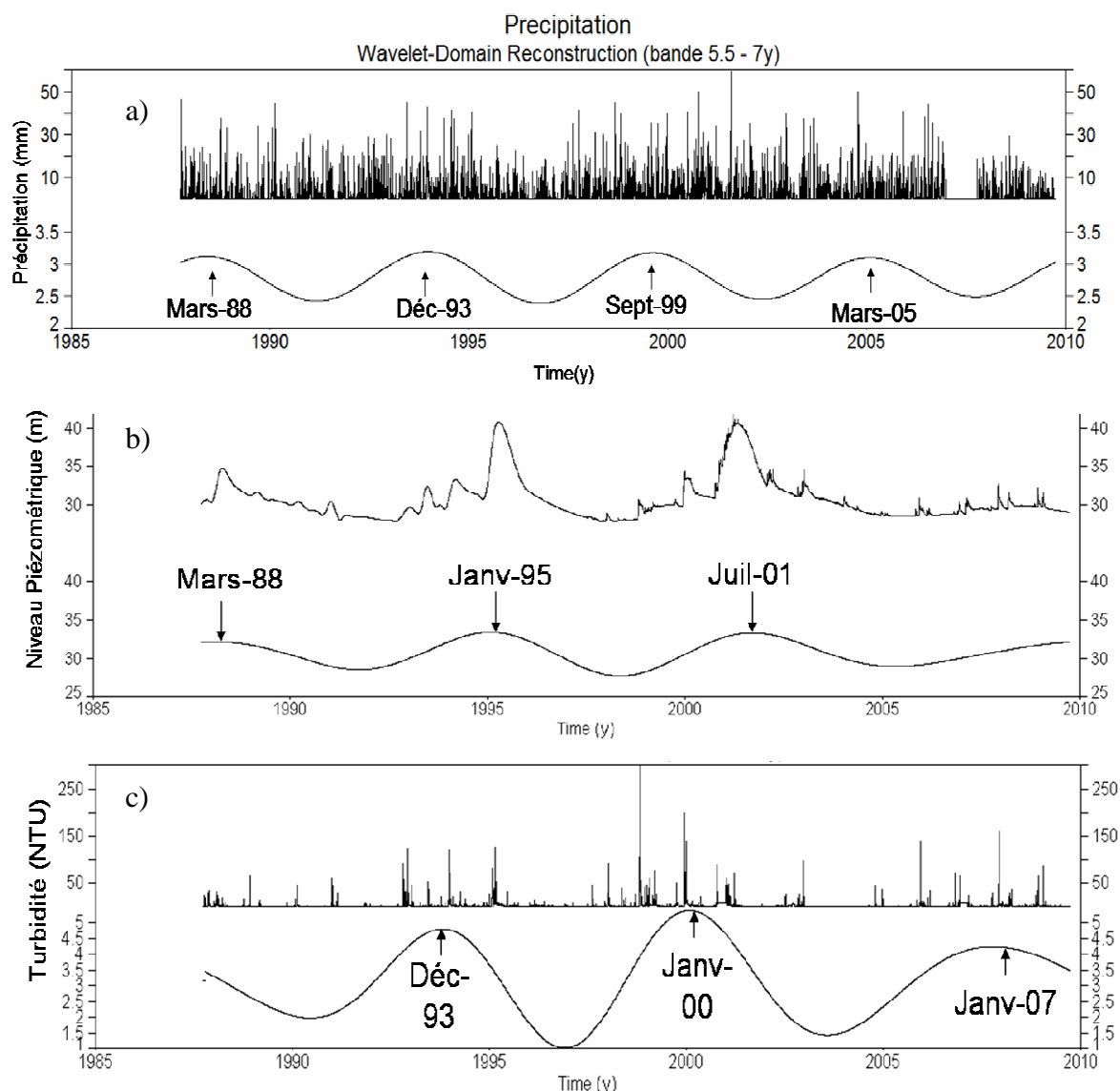


Figure II- 18 : Reconstruction de la bande 6-7 ans a) les précipitations, b) la piézométrie, c) la turbidité

La composante pluriannuelle basse fréquence représente une part de variance assez faible, de 1.43% (Tableau II- 5).

	Précipitation	Piézométrie	Turbidité
% de variance	0.25	41.23	1.43

Tableau II- 5 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle

En comparant deux à deux les données reconstruites, on peut voir que celles des précipitations et de la turbidité sont en phase. Les maxima et les minima sont pour ainsi dire synchrones (Figure II- 19). Ce calage temporel traduit bien la relation existante entre les précipitations et la turbidité pour le contenu basse fréquence.

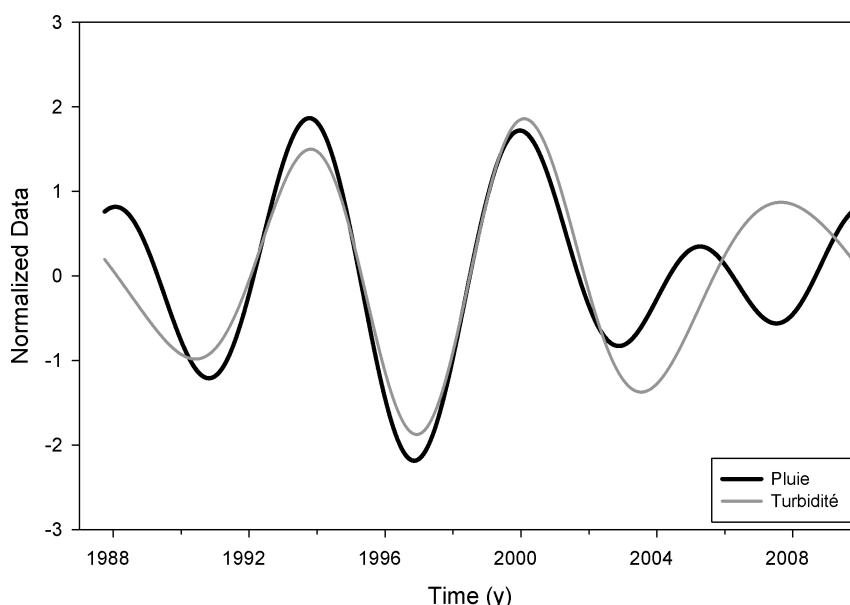


Figure II- 19 : Reconstruction de la bande 6-7 ans des deux chroniques : en noir la pluie, en gris la turbidité

La conservation de l'information fréquentielle entre le signal d'entrée (la pluie) et le signal de sortie (la turbidité) démontre le faible impact de la « boîte karst » sur la modification du contenu fréquentiel des précipitations. Ceci est important en terme de développement karstique. En effet, malgré les différents processus surimposés d'érosion, de transport et de stockage sédimentaire intrakarstique, le signal turbide est très proche du signal pluie en terme de contenu fréquentiel. On démontre ainsi que le karst de Radicatel est donc constitué de drains très développés, engendrant de faibles modifications sur les basses fréquences entre la pluie et la turbidité.

- *La turbidité, marqueur des variations météorologiques*

Nous avons réalisé une analyse en ondelettes de la cohérence entre les précipitations et la turbidité, afin de confirmer la corrélation existante entre ces deux signaux (Figure II- 20). On voit sur cette figure qu'il y a une forte corrélation quelque soit l'échelle à laquelle on se place. On peut toutefois noter une cohérence maximale pour une bande à 5-7 ans et pour une bande 1-2 ans. On retrouve donc le cycle hydrologique présent dans les deux signaux ainsi que la bande pluriannuelle. Celle-ci n'est significative qu'entre les années 1993 et 2000.

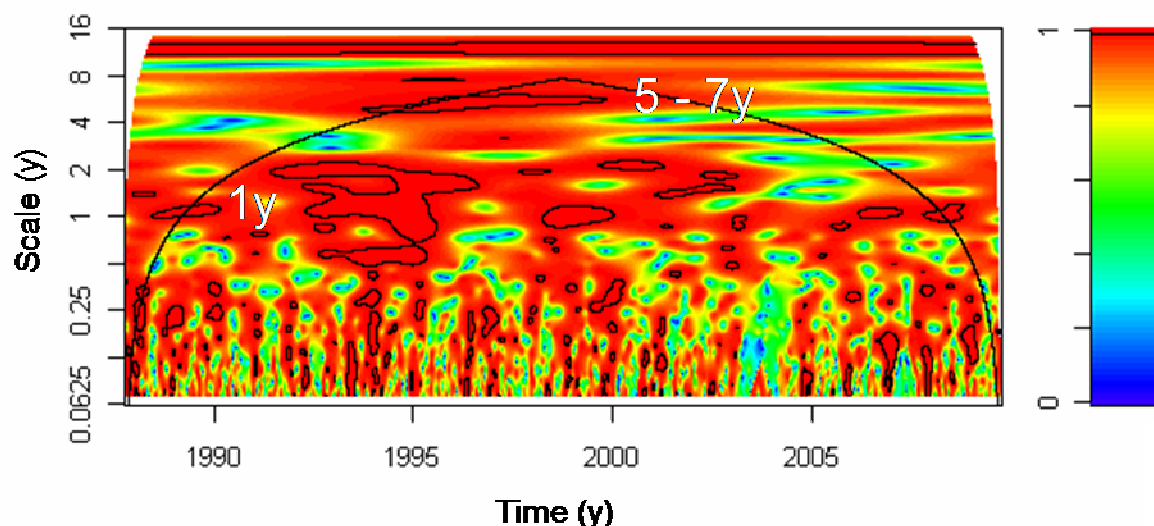


Figure II- 20 : Spectre en ondelettes de la cohérence entre les précipitations et la turbidité

La structuration du signal turbide est très influencée par celle du signal initial ; les précipitations. Cela se traduit par la présence du cycle hydrologique mais également par la présence d'une bande fréquentielle basse fréquence à 5-7 ans. La turbidité possède bel et bien les mêmes composantes que les précipitations. Cette relation étroite entre ces deux signaux met en évidence le caractère très karstique du système de Radcatel. En effet, le karst est reconnu pour être un système non linéaire dont le caractère premier est de modifier et moduler les signaux d'entrée. Nous pouvons en conclure que la réactivité de la réponse turbide ainsi que la faible modulation du signal d'entrée sont des marqueurs d'un système karstique très bien développé possédant une très forte connexion avec la surface mettant en avant le rôle majeur joué par les nombreuses bêtoures.

La forte corrélation qui existe entre le signal d'entrée (les précipitations) et le signal de sortie (la turbidité) permet d'extrapoler ce résultat à une échelle plus globale et de conclure qu'il existe un lien entre la turbidité (signal très local) et les variations de l'indice climatique NAO.

II.1.2 Mécanisme de l'enregistrement sédimentaire

Les MES sont issues soit de l'érosion et du transfert direct depuis le bassin versant de surface, soit d'un transfert indirect et d'une remobilisation intrakarstique (Lacroix *et al.*, 1998, 2000, 2002; Massei *et al.*, 2003; Fournier *et al.*, 2007b; Fournier *et al.*, 2009). Par ailleurs, ces MES au cours de leur parcours sont susceptibles de se déposer à l'intérieur des conduits karstiques pour former une archive ou un enregistrement sédimentaire.

Les enregistrements sédimentaires sont généralement peu accessibles, à quelques rares exceptions qui concernent principalement les remplissages sédimentaires fossiles, exemple du site des Petites Dales (Rodet, 1991 ; Rodet et Viard, 1996 ; Dupuis, 2000 ; 2001).

Dans notre cas, nous avons la chance d'avoir un remplissage sédimentaire récent conservé dans une galerie captante depuis 1988. Il est donc possible de comparer la chronique de turbidité étudiée précédemment avec cet enregistrement sédimentaire afin de mieux comprendre le lien entre les processus d'érosion et de transfert des MES et les dépôts intra-karstiques, et également de mieux comprendre comment les archives sédimentaires peuvent enregistrer les fluctuations météorologiques et/ou climatiques.

II.1.2.1 Hypothèse de départ

La ligne directrice de ce chapitre est de mettre en avant comment les signaux climatiques sont enregistrés dans les paramètres locaux décrivant le fonctionnement d'un système karstique. Ainsi, nous avons vu précédemment que les précipitations, la piézométrie, mais également la turbidité possèdent des structures basses fréquences similaires. Ce contrôle météorologique influence donc les stocks d'eau en jeu, ainsi que le stock sédimentaire en mouvement. Cette relation existe avec la turbidité, mais celle-ci ne représente que la résultante des processus d'érosion et de transport. Nous nous sommes donc intéressés à la relation pouvant exister entre les précipitations, la turbidité et l'enregistrement sédimentaire total.

II.1.2.2 Contexte de l'enregistrement sédimentaire

L'une des particularités de la source de la Bruisseriesse est de se présenter sous la forme d'une galerie captante datée de 1902, creusée dans la craie sur une distance de presque 200 m. Cette galerie a été édifiée afin de capter au plus près la source de débordement de la nappe de la craie. Au cours des travaux, un bras de cette galerie a été abandonné (Figure II-21). La hauteur d'eau à l'entrée de ce bras est d'une trentaine de centimètres. Cette galerie fait 5 m de long pour 2 m de large, et la base de celle-ci remonte lentement vers le fond. Ce bras abandonné est aujourd'hui le lieu d'un écoulement très faible et d'un remplissage sédimentaire sub-affleurant. Ce remplissage sédimentaire est une image des processus de sédimentation et d'érosion intrakarstique au sein du réseau. Cette partie de la galerie captante a été décapée et nettoyée selon les informations fournies par la CODAH à la fin des années 1980, avec une incertitude concernant la date exacte de 1988. Cependant, la sédimentation n'a pas forcément commencé juste après le nettoyage. Ce remplissage correspond donc à une période de sédimentation pouvant couvrir une période comprise entre la fin des années 1980 et 2009 ou bien une période beaucoup plus courte.

Nous avons essayé de voir si l'enregistrement sédimentaire correspond bien à la période donnée, si celui-ci a enregistré des variations aux cours de ces 20 dernières années et enfin, si on retrouve une structuration similaire à celle de la turbidité et donc des précipitations.

Le remplissage de sédiments se présente sous la forme de trois bancs sub-affleurants connectés entre eux en profondeur. La géométrie de la galerie a comme conséquence une diminution de la hauteur de la lame d'eau et donc une diminution de l'épaisseur du banc de sédiments. Celui-ci a une épaisseur pouvant atteindre 30 à 35 cm à l'entrée de la galerie et seulement quelques centimètres au fond de la galerie.



Figure II- 21 : Localisation du bras abandonné de la galerie captante de la source de la Bruisseresse

II.1.2.3 Caractérisation du matériel sédimentaire

– Carottage du banc de sédiments

Les travaux de carottages et de description ont fait l'objet de deux stages de Licence 3 et de Master 1 par Stéphane Chedeville (2009 ; 2010). Nous avons réalisé un échantillonnage de ce massif sous la forme de 12 carottes numérotées de C1 à C12 (Figure II- 22).

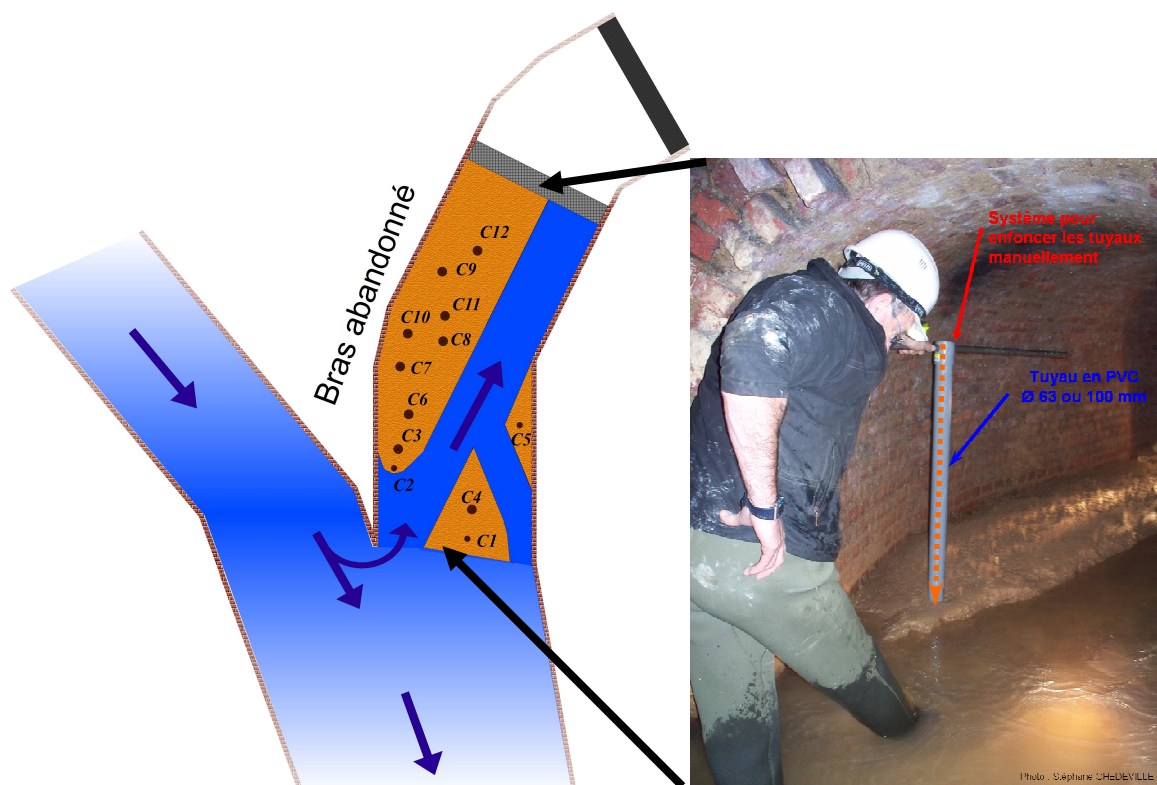


Figure II- 22 : Schéma du remplissage sédimentaire et carottage dans le bras abandonné de la galerie captante. Les numéros C1 à C12 correspondent aux emplacements des carottes (Chedeville, 2009)

En complément du carottage de ce remplissage sédimentaire, nous avons mis en place des pièges à sédiments relevés mensuellement durant le cycle hydrologique 2007-08 puis de Janvier 2009 à Février 2010, le piège à sédiment est resté en place permettant un enregistrement de la sédimentation annuelle.

– Description du remplissage sédimentaire et échantillonnage

• Description du remplissage sédimentaire

Les carottes :

Sur toutes les carottes prélevées, nous avons observé une organisation sous la forme d'alternance de lamines claires et sombres plus ou moins épaisses (moins de 1 mm à quelques centimètres) (Photo II- 1). Selon un transect passant par les carottes C2, C3, C6, C8, C11 et C12, Chedeville (2010) a constaté une relative continuité entre les lamines de l'entrée de la galerie vers le fond de celle-ci. De plus, sur chacune des carottes, nous avons pu noter la présence de trois passées plus grossières. Nous constatons également un affinement des particules pour les carottes les plus éloignées de l'entrée de la galerie.

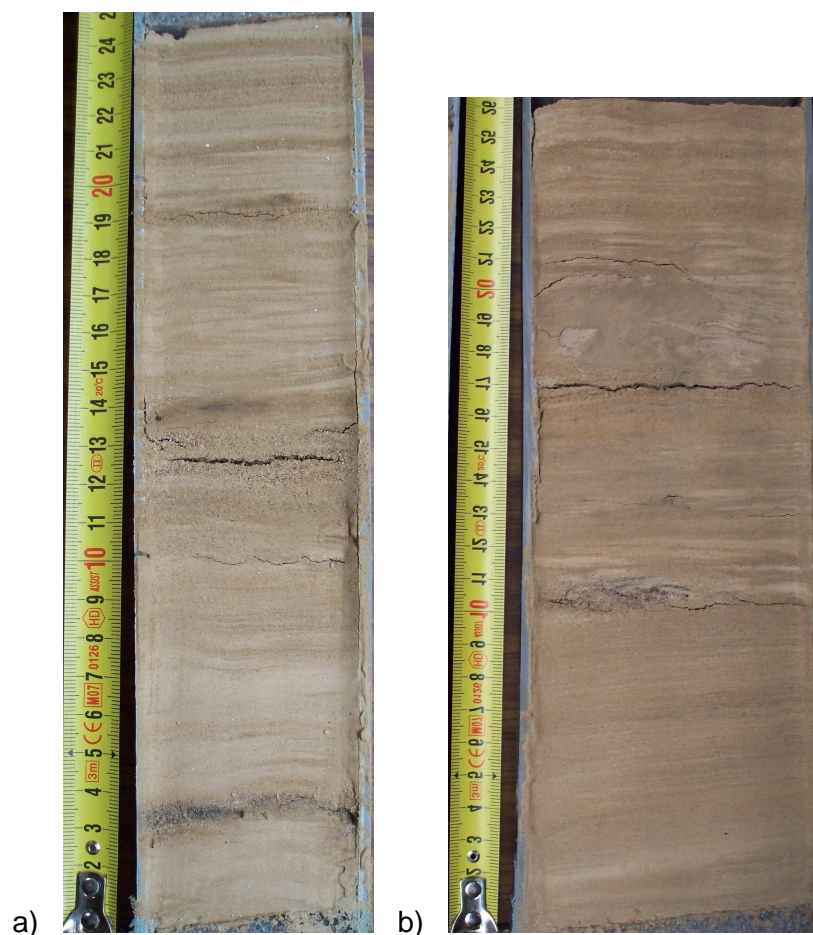


Photo II- 1 : Remplissage sédimentaire des Carottes C5 (a) et C6 (b) de la galerie de la Bruisseriesse

Le piège à sédiments des MES (enregistrement annuel)

Le piège à sédiments nous a permis d'observer la présence de lamines claires et sombres en alternance, semblables à celles des carottes du remplissage sédimentaire (Photo II- 2). Nous verrons dans le chapitre II.1.2.5, le processus à l'origine de ces alternances.

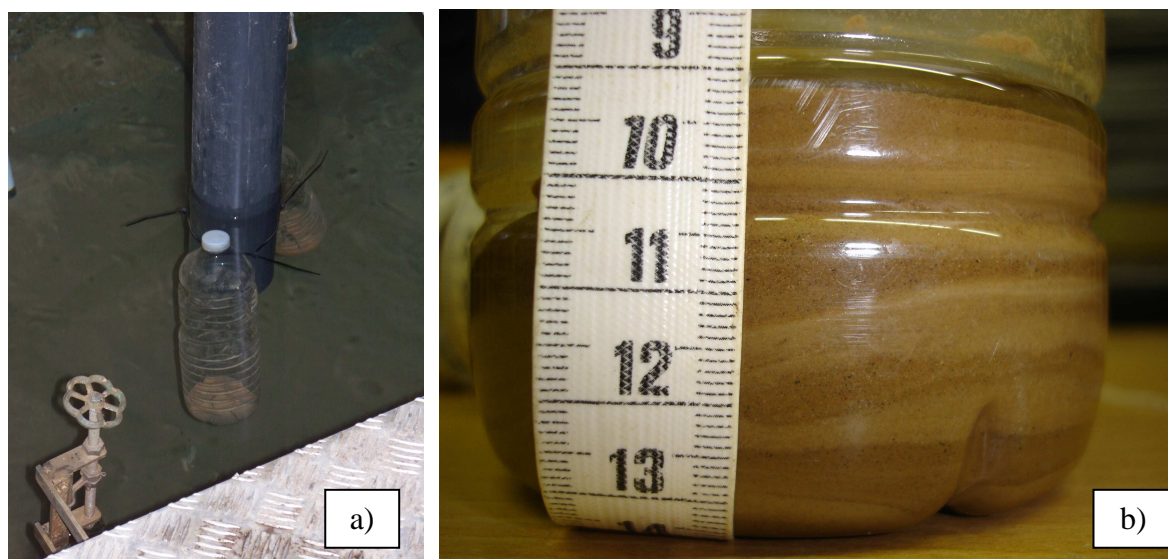


Photo II- 2 : Piège à sédiments ; a) en place, b) accumulation sédimentaire durant une année

- *Echantillonnage des carottes*

Les lamines rencontrées sont de faibles dimensions (quelques millimètres). Cette finesse ne permet pas de réaliser des échantillonnages sur chacune d'entre elles. Nous avons donc identifié et échantillonné (sur les carottes C1, C2, C3, C5, C6, C8, C11 et C12) des « unités sédimentaires » correspondant à des lamines singulières de par leur épaisseur, leur aspect visuel ou bien correspondant à des variations de faciès bien marquées (Figure II- 23).

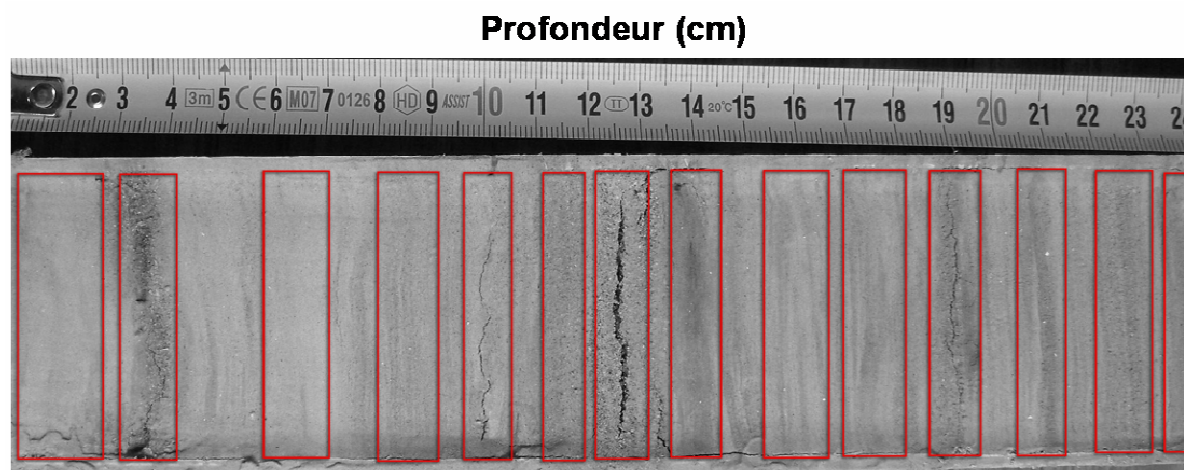


Figure II- 23 : Identification des unités sédimentaires et échantillonnage (exemple de la carotte C5)

– Analyses granulométriques et géochimiques des sédiments

- *Analyses granulométriques des sédiments*

Nous avons réalisé des analyses granulométriques sur chacun de ces échantillons issus des carottes, ainsi que sur des échantillons mensuels de matières en suspension (MES) piégées par un piège à sédiments situé dans la galerie active de la source de la Bruisseriesse. Les granulométries ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser LS230 de marque BECKMAN-COULTER au laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière de Caen.

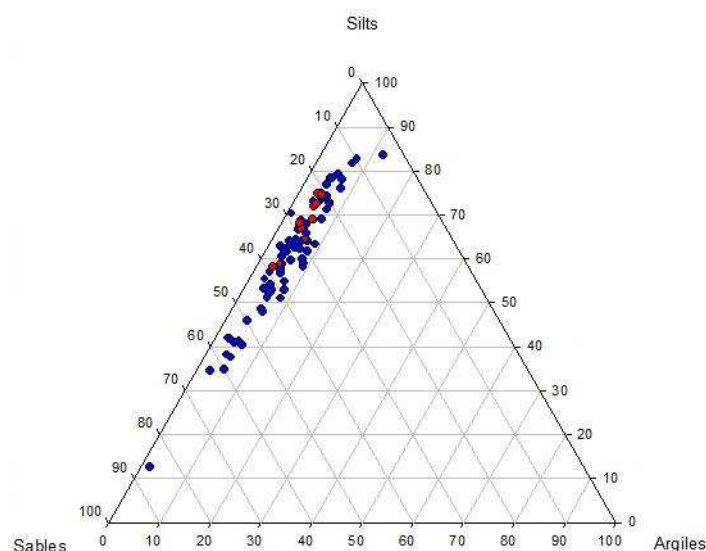


Figure II- 24 : Diagramme ternaire de la granulométrie des carottes (bleu) et des pièges à sédiments (rouge) de la source de la Bruisseriesse (Chedeville, 2010).

Les échantillons de la source de la Bruisseriesse sont répartis entre les pôles sableux et silteux avec une prédominance du pôle silteux (Figure II- 24). Les analyses granulométriques réalisées positionnent les échantillons comme étant un mélange de silts grossiers avec une proportion non négligeable de sables fins. La présence d'argiles peut être qualifiée de « bruit de fond » avec une proportion variant entre 0 et 12 %. Le matériel sédimentaire de la source de la Bruisseriesse est donc de type silto-sableux. Les résultats des analyses granulométriques réalisées sur les MES sont similaires à ceux des carottes, et démontrent que nous avons les mêmes grands types de sédiments, et que les résultats obtenus sur les MES déposées dans le piège à sédiments sont extrapolables aux sédiments des carottes.

• Analyses géochimiques des MES

Afin de pouvoir déterminer finement la nature des MES, nous avons envoyé des échantillons au laboratoire CRPG de Nancy pour des analyses géochimiques. Il est important de noter que ces échantillons ne correspondent pas à ceux prélevés dans les carottes, mais aux échantillons mensuels (Figure II- 25).

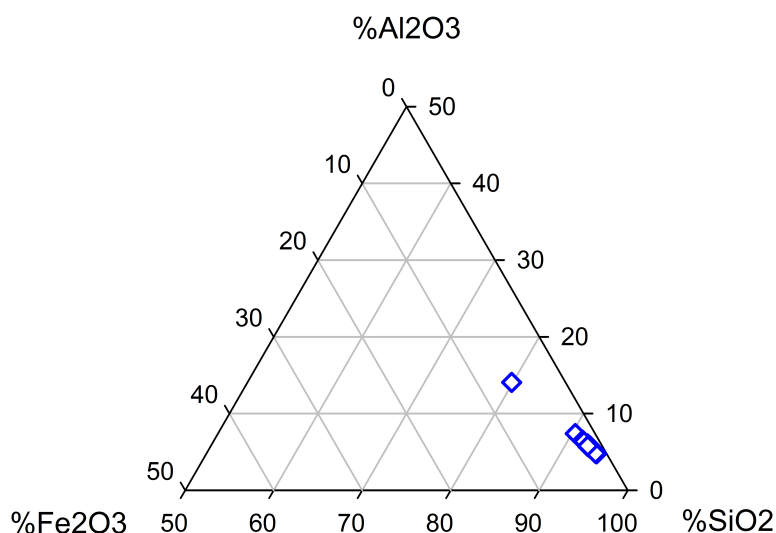


Figure II- 25 : Diagramme ternaire de la géochimie des pièges à sédiments de la source de la Bruisseresse

Les résultats de ces analyses montrent que les sédiments sont essentiellement siliceux avec une teneur supérieure à 90 % à l'exception d'un point légèrement inférieur (80 %). Nous avons donc une homogénéité géochimique dans les pièges à sédiments qui est vraisemblablement extrapolable aux sédiments du remplissage sédimentaire.

– Synthèse lithologique du remplissage sédimentaire de la galerie de la Bruisseresse

Le matériel sédimentaire de la source de la Bruisseresse est donc silto-sableux mais présente néanmoins des variations de mise en place verticale comme en témoigne l'existence d'alternance de lamines claires plutôt silto-sableuses et de lamines sombres plutôt silteuses.

En première approximation, nous sommes tentés de dire que ces lamines sont très proches des varves saisonnières que l'on peut trouver dans les sédiments lacustres, traduisant ainsi une variabilité saisonnière du matériel sédimenté au fond des lacs (Ringberg et Erlström, 1999 ; Ojala et Alenius, 2005 ; Brauer *et al.*, 2008). En milieu karstique, il n'est pas établi que chaque séquence s'apparente à une année de dépôt (comme de vraies varves) ou à un épisode ponctuel (Ford et Williams, 2007). Lignier (2001) et Lignier et Desmet (2002) ont attribué cette alternance de lamines claires / lamines sombres à des phases d'injection et de décantation successives d'eaux acheminées par le karst, lors des fontes glaciaires de la dernière glaciation (Würm) (Grotte Sous Les Sangles, La Burbanche, Ain).

En Haute Normandie, nous retrouvons également des figures sédimentaires comparables dans les réseaux karstiques fossiles (Dupuis, 2000 ; 2001 ; Girot, 2005 ; Rodet 2006). Dans le contexte des Petites Dales, Laignel *et al.* (2004) ont attribué ces lamines à des différences d'origines du matériel sédimenté : les lamines sombres correspondant aux produits

d'altération de la craie et les lamines claires aux produits allochtones provenant de l'érosion en surface des loess.

Ces différentes approches reposent sur le principe d'une constitution saisonnière de ces lamines, or l'enregistrement du piège à sédiments durant une année met en évidence non pas un processus saisonnier, mais bien un processus plus évènementiel pouvant se répéter de multiple fois durant une année.

La mise en évidence de cette variabilité sédimentaire verticale nécessite que nous en identifions les raisons : variabilité du stock sédimentaire, variabilité des conditions hydrodynamiques.

Nous avons donc, dans un premier temps, déterminé la nature des sédiments et leur(s) origine(s), puis dans un second temps, nous avons déterminé les conditions et les mécanismes de mise en place de ce remplissage sédimentaire.

II.1.2.4 Origine de la variabilité sédimentaire karstique : sources et fonctionnement hydrosédimentaire

– Origine des matières en suspension

Les analyses géochimiques effectuées précédemment nous indiquent que les MES de la Bruisseresse sont proches du pôle siliceux. Une comparaison avec les formations superficielles susceptibles d'être érodées, nous permet de déterminer précisément la nature exacte des échantillons et d'en préciser leurs origines. D'après le contexte géologique décrit précédemment (cf. I.1.1.2), plusieurs sources sont possibles :

- Par érosion mécanique : Les loess, les argiles à silex (famille du Pays de Caux) et les dépôts sableux tertiaires résiduels (Sables de Lozère, Sables de Saint Eustache et Sables indéterminés),
- Par altération chimique : Les résiduels insolubles de la craie.

Pour cela, nous avons échantillonné l'ensemble des différentes formations superficielles présentes en amont des sources, afin de compléter les données recueillies par Laignel (1997, 2003), constituant ainsi une base de données régionales des différentes formations susceptibles d'être à l'origine du remplissage karstique (Figure II- 26).

Des levés de coupe ont ainsi été réalisés au niveau du talweg « Val de Geai » (cf. Figure I- 12) dans la commune de Saint Nicolas de la Taille (76), des sablières de Saint Eustache (76) ainsi que sur le site d'un chantier de lotissement sur la commune de Bolbec (76) (Lautridou, 1968). Nous avons couplé ces analyses géochimiques avec les résultats granulométriques afin d'affiner la détermination de l'origine des MES.

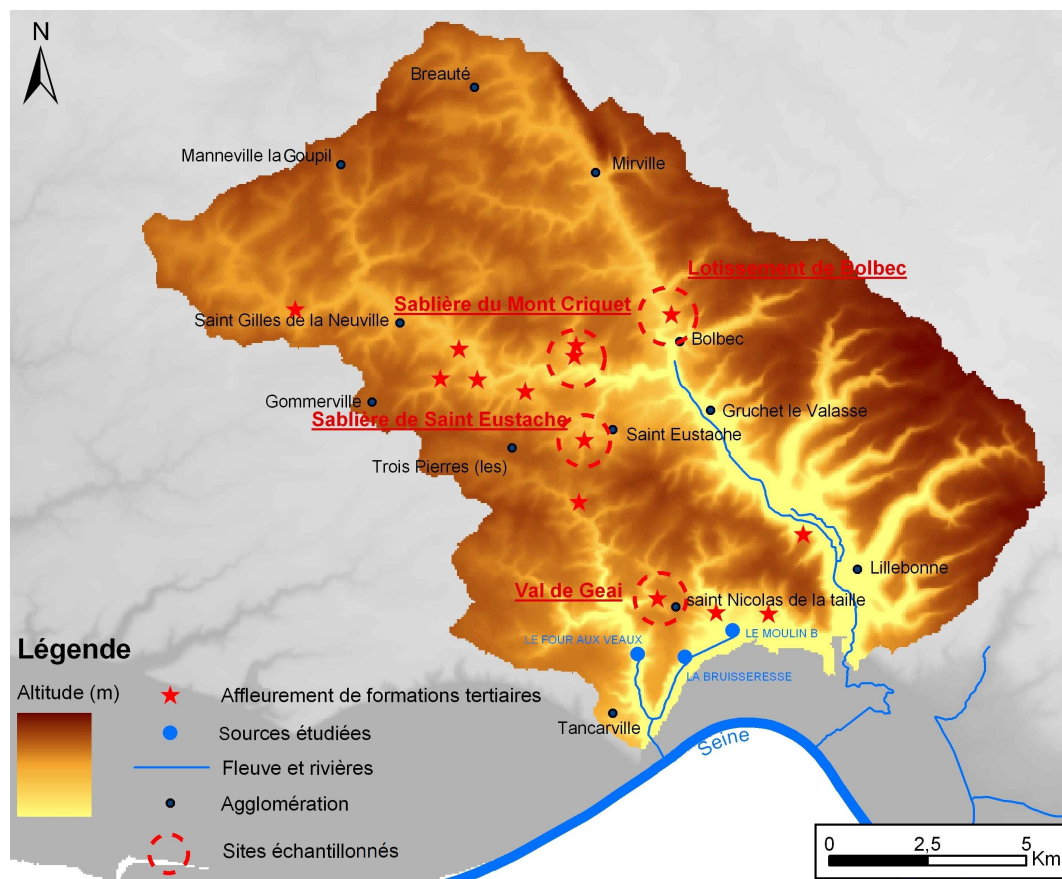


Figure II- 26 : Localisation des sites échantillonnés afin de compléter la base de données régionales

Les résultats de ces analyses géochimiques sont synthétisés sur la Figure II- 27.

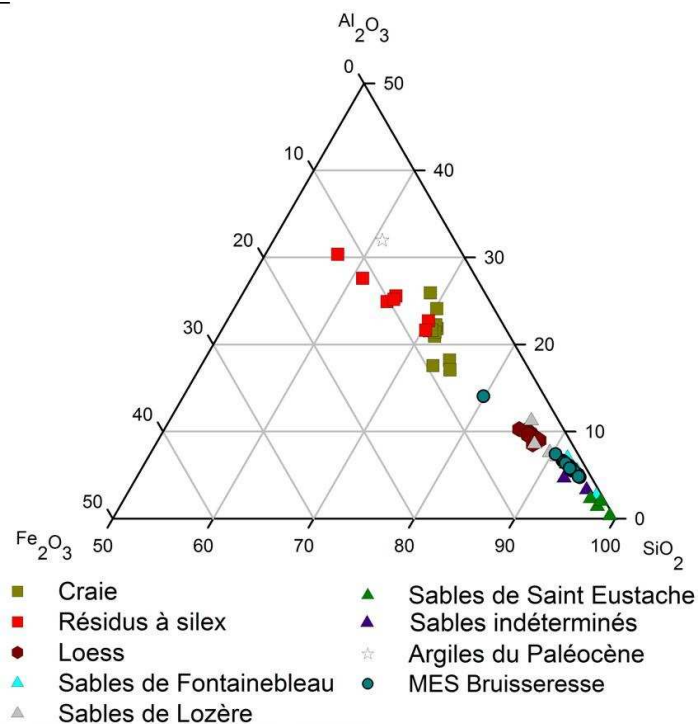


Figure II- 27 : Comparaison de la géochimie des formations superficielles susceptibles d'être à l'origine des remplissages karstiques et des MES de la Brissart

Les MES de la source de la Bruisseriesse sont très proches du pôle siliceux entre les Loess et les sables de Fontainebleau. Or ces sables ne sont pas présents dans la région, et leur limite ouest se situe dans l'Est du département de l'Eure (Laignel, 2003). Néanmoins, d'après Quesnel (1997) et Hauchard (2001), le faciès des sables de Saint Eustache permet de penser que ces sables sont le produit de remaniements fluviaux, et/ou éoliens des sables de Fontainebleau. La proximité des grandes sablières de Saint Eustache (quelques kilomètres) en amont de la source de la Bruisseriesse laisse à penser que la composante sableuse des MES est d'origine Saint Eustache. La position intermédiaire Loess / Sable de Saint Eustache provient du type de la méthode d'échantillonnage (échantillon mensuel homogénéisé). Les MES de la source de la Bruisseriesse sont donc un mélange de Loess et de sable de Saint Eustache. Cette conclusion est en accord avec des problèmes de maintenance de l'usine de traitement des eaux. En effet certaines pièces de la chaîne de traitement subissent une détérioration importante liée à l'abrasion provoquée par les matières en suspension.

– Fonctionnement hydrosédimentaire

• Hydrodynamisme au sein du système karstique alimentant la source de la Bruisseriesse

Afin de quantifier le régime hydrodynamique de mise en place des sédiments, nous avons calculé le percentile d95 des granulométriques des différents échantillons de sédiments prélevés. Les valeurs obtenues ont ensuite été reportées sur le diagramme de Hjulström. Pour chaque échantillon, nous obtenons donc des valeurs des vitesses de sédimentation et d'érosion (Figure II- 28).

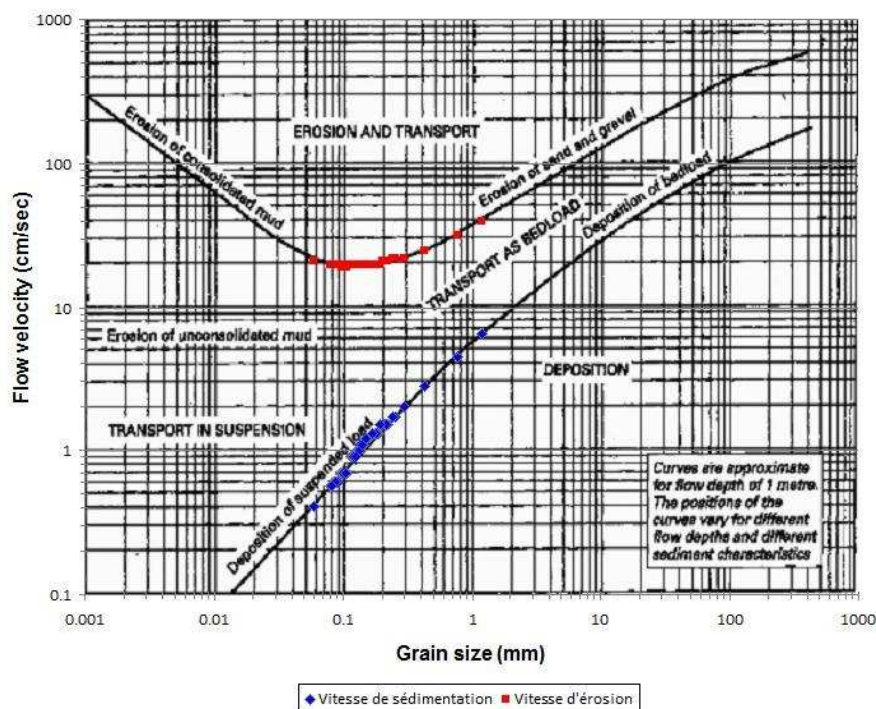


Figure II- 28 : Diagramme de Hjulström sur l'ensemble des carottes échantillonnées dans la galerie de la Bruisseresse (Chedeville, 2009)

Le diagramme de Hjulström montre que les vitesses moyennes de sédimentation sont de l'ordre du cm/sec, à quelques dizaines de cm/sec. Des fourchettes de vitesses de sédimentation et d'érosion ont été calculées à partir des premier et troisième quartiles (Tableau II- 6).

	Vitesse de sédimentation (cm/sec)	Vitesse de sédimentation (m/h)	Vitesse d'érosion (cm/sec)	Vitesse d'érosion (m/h)
Bruisseresse	0.70 à 1.30	25.2 à 46.8	20	720

Tableau II- 6 : Vitesse de sédimentation et d'érosion de la source de la Bruisseresse

Comme nous le verrons dans le chapitre II.2.2.5, des expériences de traçages ont mis en évidence des connexions karstiques avec des vitesses de l'ordre de 200 à 400 m.h⁻¹ (Ginger environnement, 2007 ; IDDEA, 2010). Ces vitesses sont caractéristiques d'une très bonne connexion entre la surface et les sources, témoins d'un réseau karstique actif constitué de drains bien développés. Les vitesses déterminées, ici pour le transport particulaire intrakarstique, permettent de caractériser un peu plus finement les vitesses existant au sein du réseau karstique, et donc de préciser la nature de ces derniers. En effet, de telles vitesses sont généralement constatées pour des écoulements libres tels que des cours d'eau. Nous pouvons émettre l'hypothèse qu'il existe un drain majeur, un collecteur au sein

duquel les conditions hydrodynamiques permettent d'atteindre des vitesses permettant le transport de particules sableuses, soit en suspension, soit par transport de fond.

Conditions de mise en place des sédiments

L'utilisation du Diagramme de Passega permet de déterminer les conditions de mise en place des sédiments au sein de la galerie de la Bruisseriesse et par extrapolation au sein du réseau karstique (Figure II- 29). Les sédiments de la Bruisseriesse sont essentiellement des dépôts de suspension homogènes (RS).

Les valeurs extrêmes correspondant à des conditions de mise en place plus dynamiques, sont issues d'échantillons situés à la base des carottes et pouvant être issus du creusement de la galerie mais également, du remaniement effectué en 1988. On peut également émettre l'hypothèse que ces dépôts plus grossiers proviennent du remaniement du stock sédimentaire piégé en amont au sein du réseau karstique.

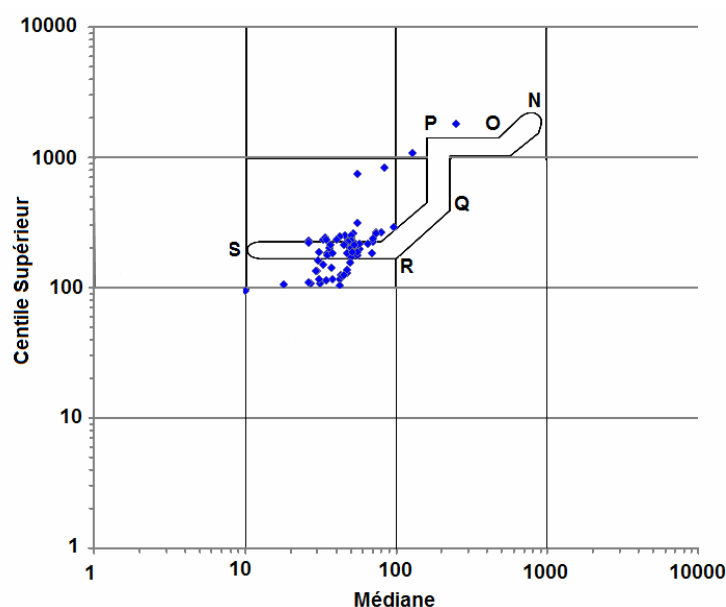


Figure II- 29 : Diagramme de Passega des échantillons de la source de la Bruisseriesse ; NO : Dépôts de roulement sur le fond ; OP : Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions graduées ; PQ : Dépôts de suspensions graduées et de roulement sur le fond ; QR : Dépôts de suspensions graduées ; RS : Dépôts de suspensions homogènes

Nous venons donc de préciser la nature silto-sableuse, l'origine (mélange de Loess et de sables de Saint Eustache) ainsi que les conditions hydrodynamiques au sein de la galerie de la Bruisseriesse. La caractérisation de ces sédiments ne nous permet pas toutefois de pouvoir préciser les mécanismes de mise en place des lamines, ni de déterminer la plage de temps qui a été nécessaire à la constitution de ce remplissage sédimentaire. Pour se faire, il est nécessaire de procéder à un calage temporel de ce remplissage sédimentaire.

II.1.2.5 Approche temporelle de l'enregistrement sédimentaire et détermination des modes de variabilité

– Calage temporel du remplissage sédimentaire : origine de la variabilité sédimentaire et calcul du taux de sédimentation

En considérant que ce remplissage sédimentaire correspond bien aux 20 dernières années, nous avons essayé de caler le remplissage et notamment ces lamines avec la chronique de turbidité couvrant cette période. Ce travail de calage temporel de l'enregistrement sédimentaire fut dans un premier temps très délicat. En effet, que pouvait représenter cette alternance de lamines claires / lamines sombres : un épisode, une saison, une année ? Est-ce que ce remplissage correspond bien à la période indiquée de 20 ans ou bien à une période plus courte ?

Afin de nous aider dans notre travail, nous avons mis en place un piège à sédiments entre janvier 2009 et janvier 2010, permettant l'enregistrement du transport et du dépôt des matières en suspension sur une année. Le résultat de cet enregistrement est une alternance bien visible de 6 lamines claires / 6 lamines sombres. Nous avons ainsi pu comparer la chronique de turbidité enregistrée sur cette période, avec l'enregistrement sédimentaire (Figure II- 30).

Durant cette période, 6 crues importantes (en amplitude ou en durée) ont été enregistrées. Nous avons fait le lien entre l'alternance sédimentaire et les 6 épisodes turbides, et pu ainsi estimer qu'une crue turbide est responsable d'une lamine claire et d'une lamine sombre. Au vu des résultats précédents, nous pouvons émettre l'hypothèse que les lamines claires correspondent à la montée de crue avec le transport d'éléments semble-t-il plus grossiers plus facilement décantables, tandis que les décrues sont marquées par les lamines sombres constituées d'éléments plus fins.

Nous avons étendu cette méthode d'interprétation à la carotte C5 car celle-ci ne présente pas de variations latérales de faciès et présente les alternances les plus nettes. Néanmoins, à cause de la finesse de certaines lamines, de possibles lacunes sédimentaires ou bien encore à cause de légères variations latérales de faciès, ce calage peut être sujet à discussion car il résulte d'une interprétation personnelle. La chronique de turbidité dont nous disposons présente un certain nombre de lacunes notamment durant les années 2001 à 2004. Sur la Figure II- 30, nous constatons que le niveau piézométrique (en bleu) est très influencé par les épisodes événementiels. En effet, lors de crues importantes, celui-ci enregistre des augmentations brutales du niveau piézométrique suivies de récessions, elles aussi bien marquées. Cette très bonne corrélation entre les crues turbides majeures et les variations épisodiques de la piézométrie nous a servi à combler les lacunes de la chronique de turbidité (Figure II- 31). Nous avons ainsi dénombré 31 crues turbides au long de ces 22 années.

Sur la carotte C5, 43 doublets (claire/sombre) ont été identifiés. La différence de 13 doublets par rapport au nombre de crues s'explique par une succession de très fines lamines pouvant correspondre à de très faibles crues. En considérant comme seul indicateur temporel le sommet de la carotte, nous avons recalé l'enregistrement sédimentaire avec la turbidité et la piézométrie. La succession de ces 13 doublets très fins se cale effectivement avec une période durant laquelle la turbidité est particulièrement faible. Nous avons donc assimilé ces 13 doublets non plus à des crues bien précises mais à une période.

Le calage entre les lamines et les crues permet de constater que la base de la carotte correspond aux épisodes de l'année 1989. Nous avons donc une différence de un an entre le nettoyage « hypothétique » du banc de sédiments et le résultat du calage. Malgré ce décalage d'environ 1 an, nous pouvons considérer ce remplissage sédimentaire comme l'enregistrement du transport particulaire durant la période comprise en 1988 et 2009. En s'intéressant aux variations de faciès du remplissage sédimentaire, nous constatons que les passées les plus grossières correspondent aux années 1992-93, 1998-1999 et 2006.

Durant les années moins pluvieuses, l'enregistrement sédimentaire se caractérise par de petites mais nombreuses alternances traduisant un transport particulaire moins massif, caractérisant des conditions hydrodynamiques moins importantes à l'intérieur du réseau karstique.

Ce calage temporel permet de calculer différents taux de sédimentation. Nous avons donc calculé un taux de sédimentation moyen correspondant aux 24 cm d'accumulation sur 22 ans, ce qui nous donne un taux moyen de 1.09 cm/an. Puis nous nous sommes intéressés aux trois passées sableuses, témoins de conditions hydrodynamiques plus importantes (Tableau II- 7).

	1 ^{ère} passée	2 ^{ème} passée	3 ^{ème} passée
Période	1992-93	1998-00	2005-06
Taux de sédimentation (cm/an)	1.3	2.3	1

Tableau II- 7 : Calcul des taux de sédimentation en fonction des variations de turbidité

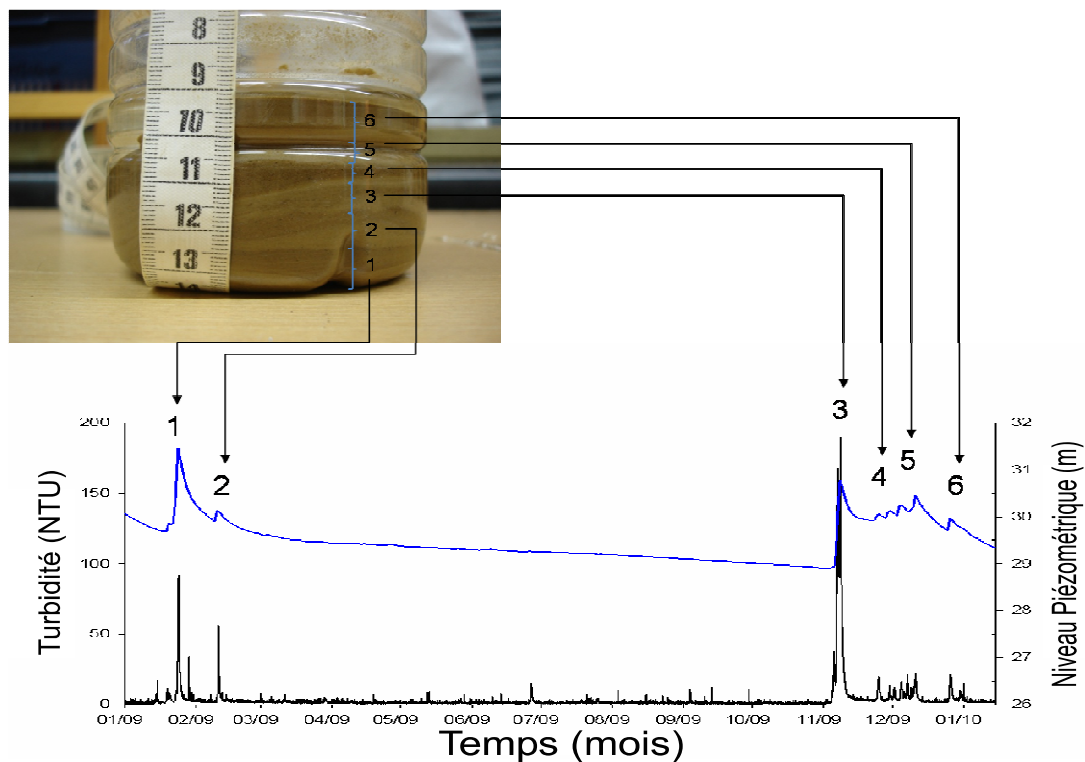


Figure II- 30 : Correspondance entre l'enregistrement sédimentaire du piège à sédiments, la turbidité et la piézométrie

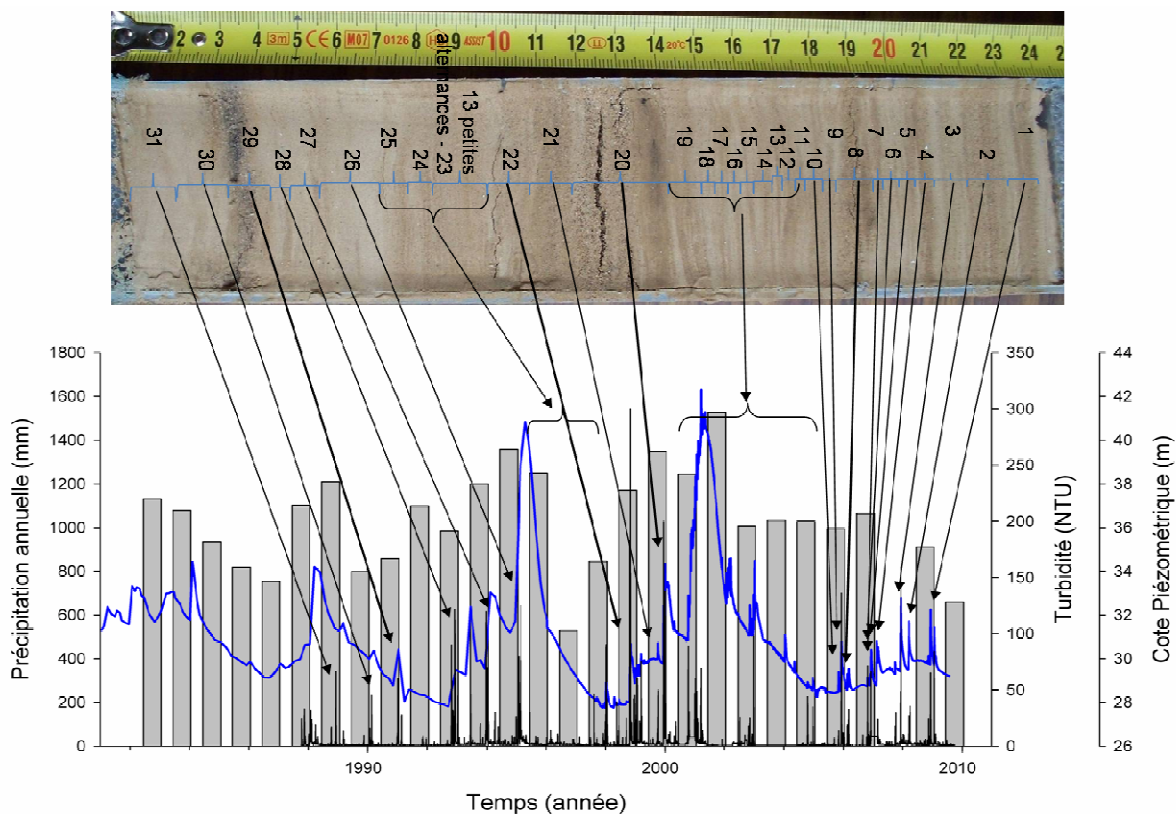


Figure II- 31 : Exemple du calage de la carotte C5 avec les chroniques de turbidité (noire) et de piézométrie (bleu)

Nous pouvons voir que les taux de sédimentation des passées sableuses (1 et 3) sont très proches du taux de sédimentation moyen. Alors que celui de la période 1998-2000 est deux

fois supérieur. Durant cette période de 1998-2000, les précipitations ont été très abondantes avec notamment des tempêtes hivernales très intenses (tempête de décembre 99 notamment). La nature extrême de ces précipitations a donc engendré des conditions hydrodynamiques très intenses au sein du réseau karstique permettant de mobiliser d'importants stocks sédimentaires et donc de générer une accumulation d'éléments très grossiers.

La bonne corrélation existant entre la turbidité, le remplissage sédimentaire et le calage temporel relativement fin du remplissage qui en découle, nous a amené à envisager d'un point de vue méthodologique : l'utilisation des méthodes de traitement du signal et notamment l'analyse en ondelettes afin de mettre en évidence la présence d'une structuration difficilement visible par simple observation dans la sédimentation.

– Détermination des modes de variabilité de remplissage sédimentaire par traitement du signal

Grâce aux photographies en niveau de gris réalisées sur les carottes, nous avons extrait un signal représentant les variations du niveau de gris du centre des carottes de haut en bas. Le signal ainsi obtenu, est constitué de 2257 valeurs soit une mesure tous les 0.1 mm. Ce pas d'échantillonnage très resserré est un avantage pour travailler sur les hautes fréquences. Sachant que les processus ayant induit les mécanismes d'érosion, de transport et de sédimentation ne sont pas constant dans le temps, nous avons donc analysé le signal « niveau de gris » comme un signal temporel. Dans le cadre de cette étude, le signal varie en fonction de la profondeur, les fréquences sont donc exprimées en cm^{-1} et les périodes en cm (Figure II- 32 et Figure II- 33). Le calage temporel pourra par la suite permettre un passage des unités de longueurs aux unités de temps. Cette méthodologie a été utilisée dans le cadre du Master 2 de A. Vrel (2009) sur l'enregistrement sédimentaire aux cours des dernières décennies dans la partie fluviale de l'estuaire de la Seine, permettant de mettre en évidence différent taux de sédimentation.

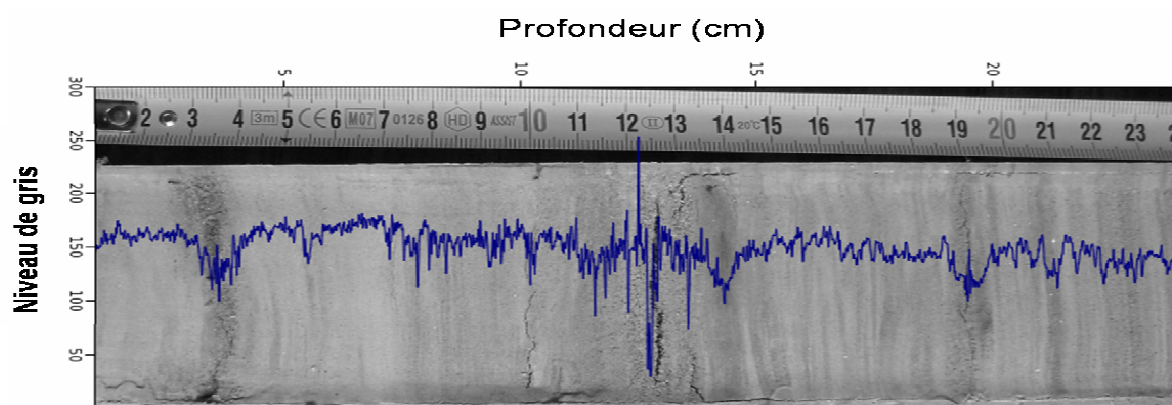


Figure II- 32 : Extraction du niveau de gris de la carotte C5

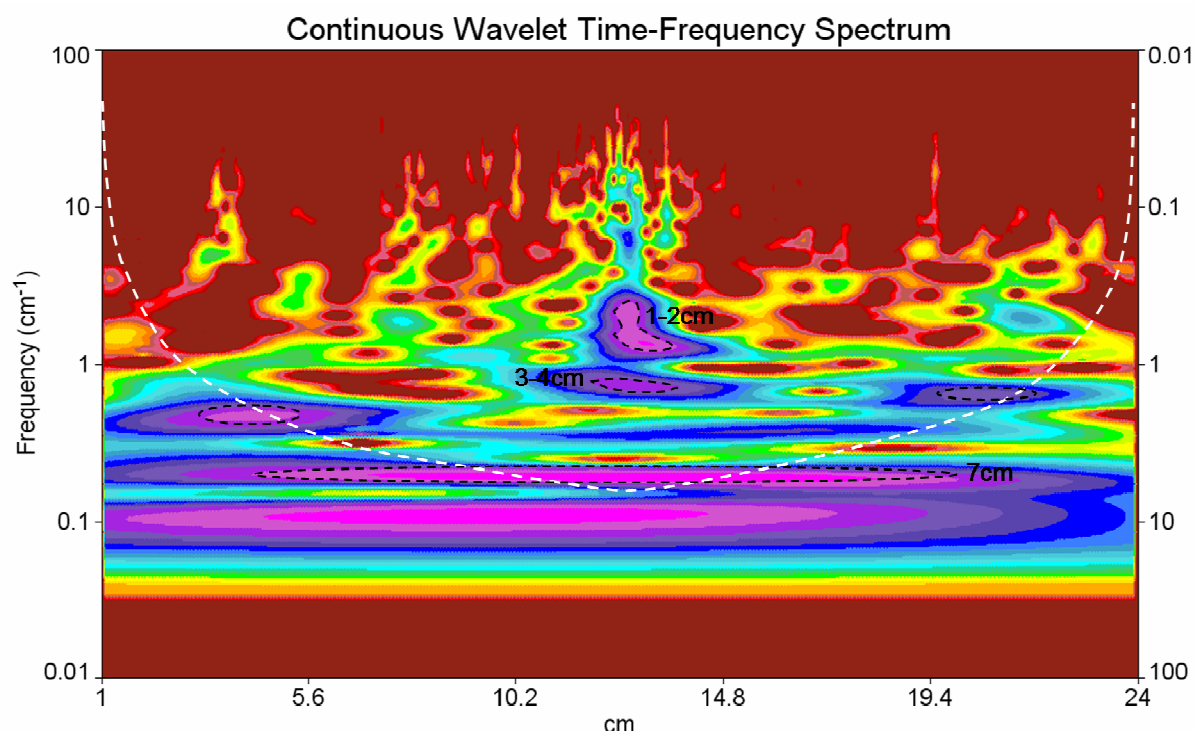


Figure II- 33 : Spectre en ondelettes du niveau de gris de la carotte C5

Le spectre en ondelettes de la carotte C5 montre trois spots d'énergie pour une bande de fréquence située à 1-4 cm. Ces spots sont localisés à 5 cm, 11 cm et 20 cm et correspondent aux passées grossières observées sur la carotte. Le spot d'énergie situé à 11 cm semble se scinder en deux avec une partie comprise entre 1 et 2 cm et une autre entre 3 et 4 cm. Nous observons également une bande continue d'énergie située à 7 cm.

En sachant que le taux de sédimentation calculé précédemment est de 1.09 cm/an, nous en déduisons que le spot d'énergie de 1-2 cm est une expression du cycle hydrologique. Les spots situés entre 3 et 4 cm peuvent être rapprochés de la bande quasi-biennale observée dans les précédents signaux. La bande continue de très forte énergie, de période 7 cm peut être assimilée à l'expression de la bande pluri-annuelle 5-7 ans mise en évidence dans tous les signaux (précipitations, piézométrie, turbidité). On retrouve donc la signature de la turbidité dans cet enregistrement sédimentaire avec la conservation de la signature du cycle hydrologique et de la bande pluriannuelle. Ceci reste bien sur qu'une première interprétation. Ces résultats préliminaires montrent que l'utilisation des méthodes de traitement du signal, permet d'explorer et de visualiser des structures au sein d'accumulation de sédiments.

Ce travail nous a permis de caractériser la nature du matériel sédimentaire silto-sableux transporté par les écoulements karstiques. L'origine de celui-ci est un mélange constitué de Loess et de sables de Saint Eustache. Les analyses granulométriques nous ont permis de

déterminer les vitesses d'érosion (20 cm/sec) et de sédimentation intrakarstique (0.7 et 1.3 cm/sec).

Nous avons également pu relier le remplissage sédimentaire à la chronique de turbidité et montrer que les doublets (alternance de lamines claires et de lamines sombres) sont le fruit de phénomènes événementiels de type crue turbide et non lié à des phénomènes saisonniers. Ceci nous a permis de déterminer les limites temporelles de la mise en place du stock sédimentaire dans la galerie de la Bruisseriesse. Ce massif correspond donc bien à une sédimentation qui a eu lieu lors des 22 dernières années. Le calage temporel a également permis de quantifier des taux de sédimentation. Le taux de sédimentation moyen est un outil précieux pour les études comparatives des remplissages de réseaux karstiques anciens afin de comprendre les dynamiques de mise en place des banquettes sédimentaires observées dans les drains fossiles.

II.1.3 Conclusion partielle

La variabilité temporelle de la pluviométrie au niveau de la zone d'étude est influencée par les variations du signal climatique et certainement par différents facteurs tels que la géomorphologie et l'éloignement de la mer (Slimani, 2009). Les analyses en ondelettes nous montrent des structures communes dans les chroniques de pluie et dans la NAO. L'influence de la structure des précipitations est enregistrée par les variations piézométriques sous la forme de fluctuations annuelles (cycle hydrologique), mais également pluriannuelles (6-7 ans). Il y a donc un contrôle climatique sur les processus de recharge de la nappe de la craie. Ce contrôle climatique conditionne également les processus d'érosion, de transport et de sédimentation. La mise en évidence de la bande fréquentielle (6-7 ans) dans la turbidité et l'enregistrement d'une composante basse fréquence dans la sédimentation démontrent que les réactions du système karstique de Radicatel sont des réponses aux tendances climatiques régionales.

L'accumulation sédimentaire étudiée dans la galerie de la Bruisseriesse a permis de caractériser le matériel particulaire mobilisé dans le système karstique de Radicatel, d'en déterminer les sources potentielles et de définir les vitesses de circulation intrakarstique. L'étude de ce banc sédimentaire permet également d'avoir une image des processus du remplissage sédimentaire actuel influencés par des phénomènes épisodiques (crues turbides) et permet donc de mieux comprendre les processus de mise en place au sein des réseaux karstiques fossiles. Une synthèse des travaux régionaux sur les remplissages karstiques actuels et passés a fait l'objet d'un stage de Master 1 (Chedeville, 2010) au sein du laboratoire M2C et va faire l'objet d'une publication.

Le contrôle climatique et ses implications sur les variations de la nappe de la craie ainsi que sur les réponses particulières est une première étape dans la compréhension des contraintes de fonctionnement du système karstique de Radicatel. Le deuxième facteur de contrôle de ce système karstique est le facteur structural.

II.2 Contraintes du milieu physique sur la réponse hydrologique

La bonne gestion des ressources en eau d'une région impose la connaissance des paramètres qui influencent le fonctionnement de l'aquifère et notamment l'identification des causes de perturbation des écoulements.

Grâce à une étude comparative des variations piézométriques de part et d'autre de structures majeures régionales, Slimani (2009) a démontré l'influence des différents compartiments tectoniques sur les mécanismes de recharge et décharge de la nappe de la craie. Ces travaux rejoignent les résultats obtenus par Valdès (2005) mettant en avant le rôle joué par les grandes structures. Ainsi des rejets de failles peuvent engendrer le blocage des écoulements ou la diminution de la section de la nappe de la craie. Les conséquences de ces modifications de la géométrie de l'aquifère sont la mise en place d'écoulements parallèles aux structures.

Nous allons dans un premier temps, vérifier l'existence de l'influence du contexte structural sur la morphologie régionale de la nappe de la craie et donc sur les grandes directions d'écoulements. Dans un second temps, nous nous focaliserons sur la zone d'étude de Radicatel et nous essayerons de voir si le cadre structural joue également un rôle sur le comportement de l'hydrosystème.

II.2.1 Influence structurale : Approche régionale du Bec de Caux

C'est en nous basant sur les conclusions des travaux précédemment cités que nous allons essayer d'avoir une vision globale à l'échelle du Bec de Caux.

II.2.1.1 Eléments majeurs du contexte structural du Bec de Caux

Le site d'étude de Radicatel se situe au Sud du Bec de Caux. Il est par conséquent important de dégager les principaux traits structuraux du Bec de Caux qui peuvent guider les grandes directions d'écoulement de l'aquifère de la craie. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent (I.1), le Bec de Caux est une division du Pays de Caux, à l'extrémité Ouest de la Seine Maritime. Ses limites géographiques sont la Manche au Nord et à l'Ouest, l'estuaire de

la Seine au Sud et la faille Fécamp-Lillebonne (F1) à l'Est (Figure II- 34). Les différents éléments et localisations cités dans cette partie sont représentés sur la Figure II- 35 et matérialisés par des numéros.

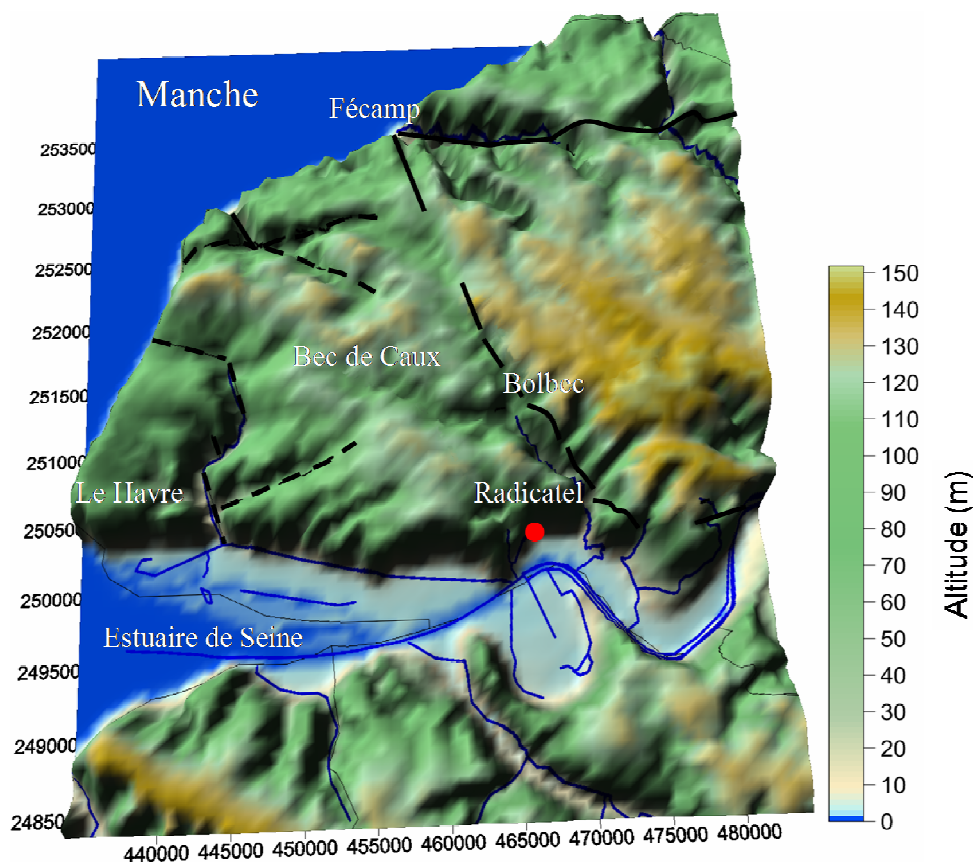


Figure II- 34 : Modèle Numérique de Terrain du Bec de Caux (d'après Hauchard et Laignel, 2008)

Les deux principaux éléments présents au sein du Bec de Caux qui peuvent avoir un rôle sur l'établissement d'un aquifère, sur les directions d'écoulement, et sur la géométrie de celui-ci à l'échelle régionale, sont la Faille Fécamp-Lillebonne et le mur de l'aquifère qui est constitué par le toit de l'Albien. Nous allons donc détailler ces deux entités et cerner leurs rôles respectifs sur la nappe de la craie.

– Structure majeure du Bec de Caux : La Faille Fécamp-Lillebonne

• *Nature de l'accident, description et localisation*

La faille Fécamp-Lillebonne est l'accident structural majeur du Bec de Caux. Cette faille héritée des orogénèses cadomienne et hercynienne est contemporaine de l'anticlinal du Pays de Bray. Elle est l'un des éléments majeurs du système structural du Pays de Caux, constituant une zone charnière à la frontière des blocs armoricains et des blocs ardennais (Mennillet, 1970 ; Juignet, 1988 ; Hauchard, 2001 ; Hauchard *et al.*, 2002a ; Hauchard et Laignel, 2008). C'est une ligne de fragilité de la croûte continentale de direction N150-160° qui se poursuit sous la Manche et par la faille de la Seine, vers Rouen (Ragot, 1988 ;

Slimani, 2009). Le rejet moyen est de 100 à 120 m mais peut atteindre jusqu'à 200 m à Triquerville. Cette faille est en fait constituée d'une bande faillée ayant au moins 300 m de largeur.

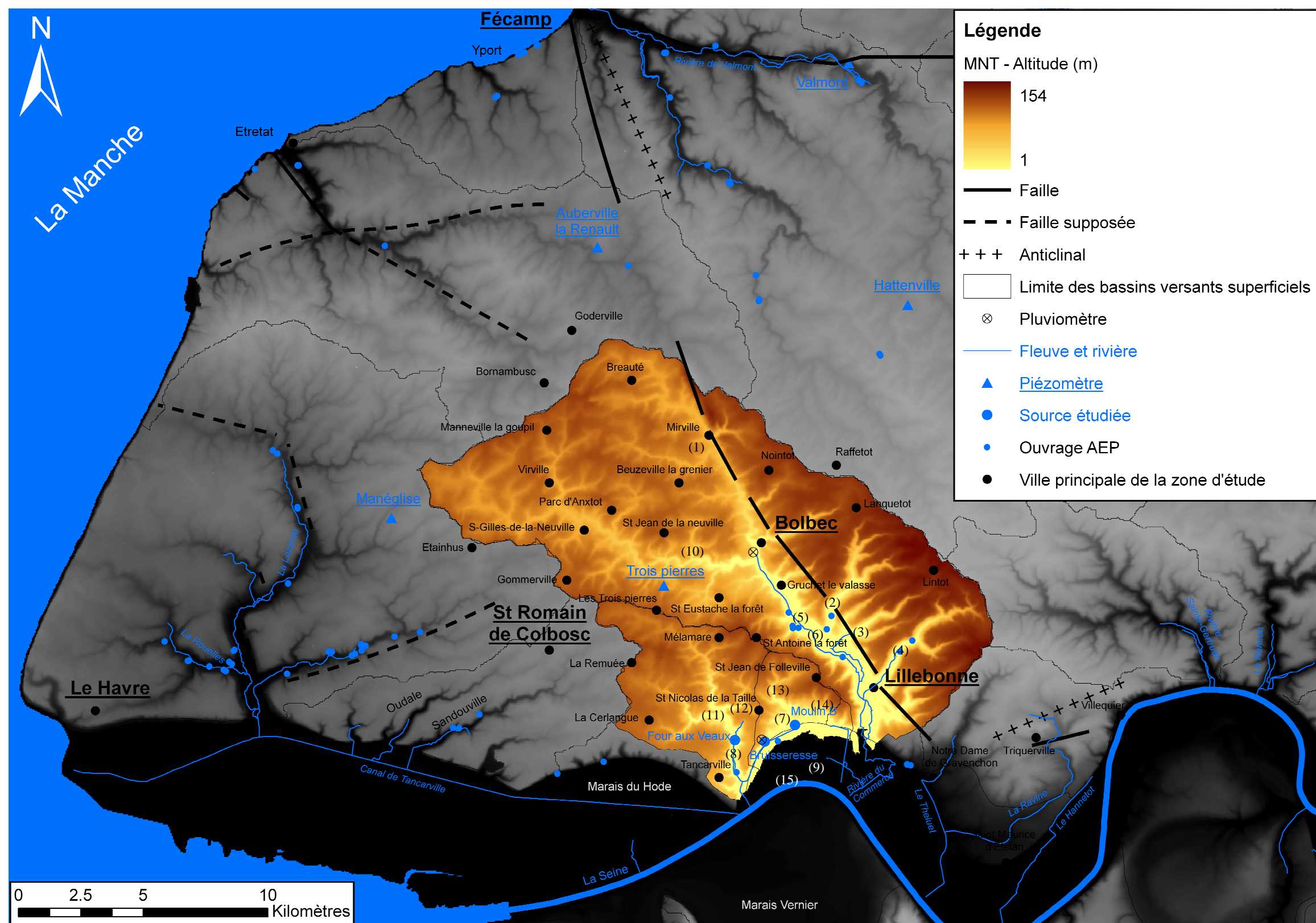


Figure II- 35 : Carte de localisation des différents sites ou localités cités dans ce chapitre. (1) Mirville, (2) Vallée de la Fontaine Murée, (3) Val Horrible, (4) Puits Maillé, (5) Ferme Saint Marcel, (6) Abbaye de Gruchet le Valasse et Côtes des Forges, (7) Pont de Navarre et Bois Coiffé, (8) Vallon du Vivier, (9) Plaine alluviale de la Seine, (10) Mont Criquet, (11) Val Eglantier, (12) Val au Geai, (13) Bois de la Constantinière, (14) Bois d'Harcourt, (15) Feux du Mesnil

Elle met en contact la craie à *Micraster decipens* du Coniacien (compartiment Ouest affaissé) avec les niveaux glauconieux de l'Albien supérieur et du Cénomamien inférieur (compartiment Est soulevé) (Ragot, 1988) (Figure II- 36).

Elle a joué constamment durant l'histoire géologique et géomorphologique de la région (Permien, Albien, Cénomaniens inférieur et moyen, à l'Eocène et au Pliocène) et jusqu'à une période encore très récente (secousses sismiques au milieu du 19ème siècle), (Ragot, 1988 ; Hauchard, 2001).

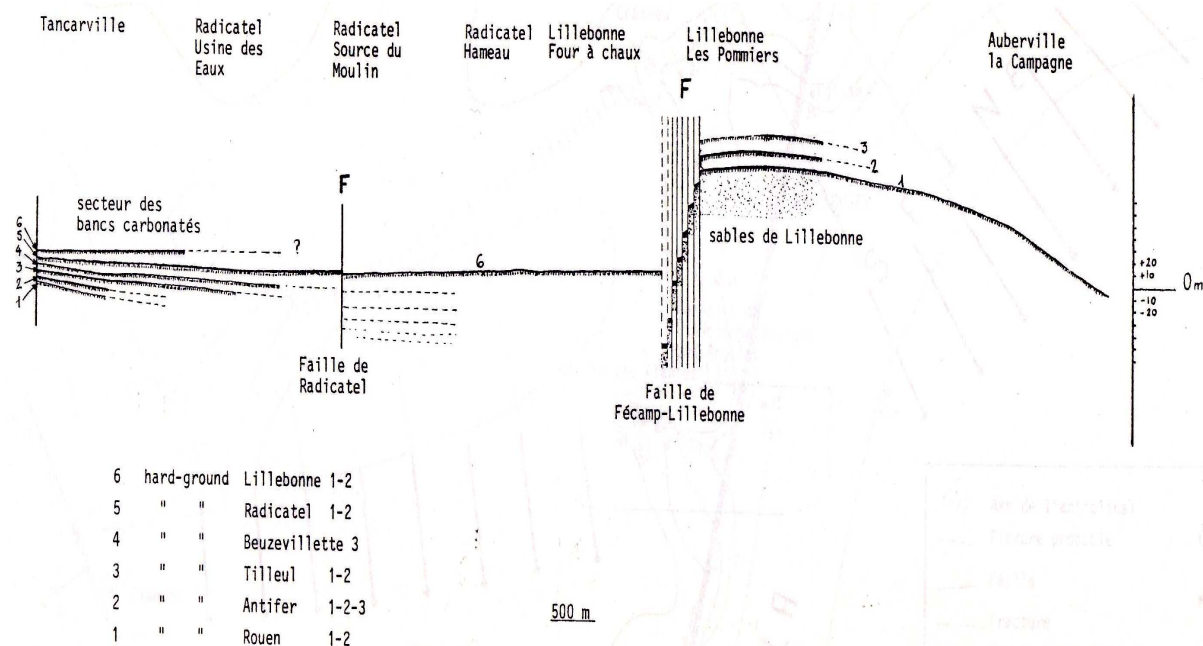


Figure II- 36 : Coupe transversale de la faille Fécamp-Lillebonne (Ragot, 1988)

Cette faille s'étend de Fécamp au Nord jusqu'à Notre Dame de Gravenchon au Sud. Elle est décrite et positionnée parfaitement sur tous les schémas structuraux depuis le début du 20ème siècle (Furon, 1934 ; Firmin et Chollet, 1945 ; Ragot, 1988 ; Wazi, 1988 ; Laignel, 1997 ; Hauchard, 2001 ; Hauchard *et al.*, 2002a ; Hauchard et Laignel, 2008) et sur toutes les cartes géologiques régionales et nationales (Ternet, 1969 ; Boltenhagen *et al.*, 1970 ; Mennillet, 1970 ; Cavelier et Médioni, 1980).

La nature continue ou non de celle-ci représente la seule variante entre les différentes propositions. Le dernier schéma structural en date symbolise la faille Fécamp-Lillebonne par une succession de segments de longueurs variables (Hauchard, 2001 ; Hauchard *et al.*, 2002a ; Hauchard et Laignel, 2008).

La présence de cette faille est visible dans la morphologie du Bec de Caux notamment le vallon de Mirville installé sur l'axe de la faille dont le tracé est rectiligne, et le horst de Vattetot sur Beaumont (Figure II- 35). La vallée du Commerce quant à elle s'écarte

légèrement de l'axe de la faille, mais le tracé de celle-ci est marqué par les nombreuses sources à mi-pente sur la rive gauche de la vallée du Commerce.

L'impact sur le relief est peu perceptible car le compartiment soulevé a été vigoureusement décalcifié et décapé (Ragot et Ragot, 2005). On peut cependant remarquer une différence d'altitude entre le plateau Ouest et le plateau Est (Figure II- 37).

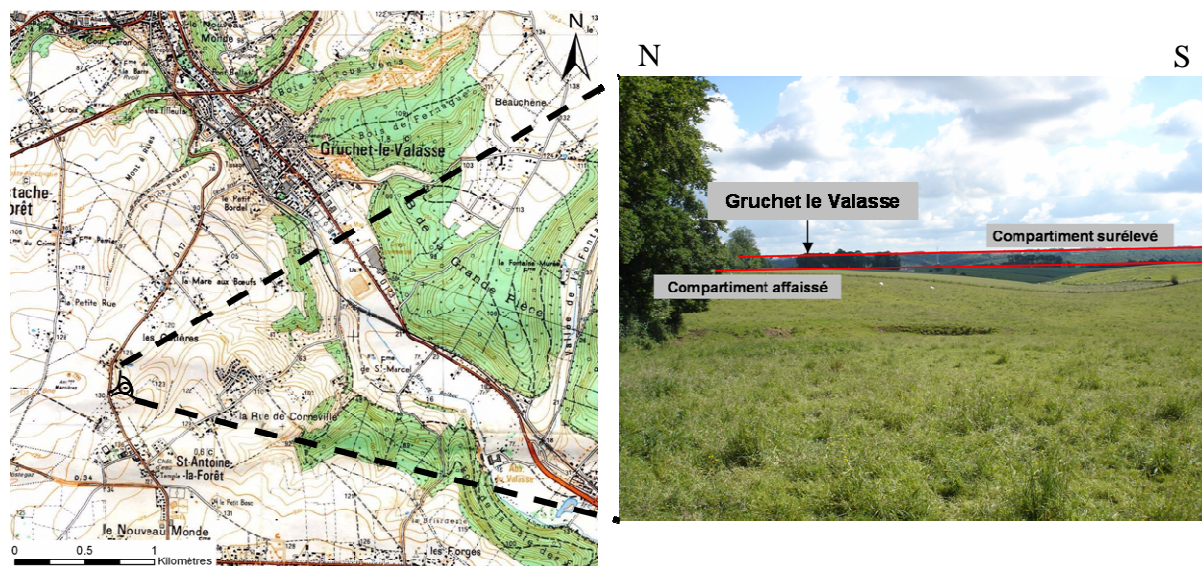


Figure II- 37 : Mise en évidence du rejet de la faille Fécamp-Lillebonne sur le relief au Sud de Gruchet le Valasse

On peut également constater que l'épaisseur des argiles à silex est moins importante au niveau du compartiment surélevé (Est), avec des valeurs comprises entre 8 et 10 m, alors que dans le compartiment affaissé (Ouest), l'épaisseur est comprise entre 14 et 16 m (Laignel, 1997). De nombreux dépôts de sables et grès tertiaires ont été piégés sans doute dans des petits fossés tectoniques parallèles à la faille (Ragot, 1988). Du côté du compartiment affaissé et à proximité immédiate de la cassure, nous trouvons d'importants dépôts de brèches tertiaires englobant des silex dans une matrice gréseuse (Hauchard, 2001).

- *Structures majeures associées (anticlinaux, synclinaux)*

Cet accident est accompagné d'un large pli anticlinal sur le compartiment est (dôme de Grainville-Ymauville) et de deux synclinaux à faible pendage (Ragot, 1988) :

- celui de la vallée de la Sainte Gertrude à l'Ouest (hors de notre zone d'étude),
- celui parallèle à la faille et dont l'axe passe par Tancarville.

Ragot (1988), de par son travail sur les remplissages sédimentaires à proximité de la faille Fécamp-Lillebonne, a mis en avant la possibilité de l'existence d'une gouttière à subsidence active le long de l'accident Bolbec-Lillebonne.

« Le forage de Mirville effectué sur la bande faillée a traversé 71 m de sables ferrugineux. Etant donné que les formations sus-jacentes présentent une épaisseur proche de celle des forages réalisés hors de la zone fracturée (Villequier VL1 et Port Jérôme Esso), cette plus grande puissance doit être plutôt attribuée à **l'existence d'une gouttière à subsidence active le long de l'accident Bolbec-Lillebonne** qu'à un effet de pendage des couches sur un panneau basculé. D'ailleurs si cette couche était due à pendage d'une série normale de 40 m, celui-ci devrait atteindre 50°, ce qui ne cadre pas avec les observations effectuées sur la zone faillée » (Ragot, 1988).

– L'Albien : Mur de la nappe de la craie

La nappe de la craie est une nappe à surface libre et dont la base correspond :

- d'une part à la fermeture des pores de la craie à cause de la pression, ce qui se traduit par la perte des deux fonctions définissant l'aquifère que sont la porosité et la transmissivité,
- d'autre part à une contrainte stratigraphique. La série antérieure au Cénomaniens est constituée par des argiles de l'Albien définissant une strate quasiment imperméable (Calba *et al.*, 1979).

La morphologie du toit de cet étage géologique a donc une grande importance sur la géométrie de la nappe de la craie et par conséquent, sur les grandes directions d'écoulement de celle-ci.

Pour l'étude à l'échelle régionale du Bec de Caux, nous disposons d'une couche SIG du mur de la craie couvrant la région Haute Normandie fournie par le BRGM (Figure II- 38).

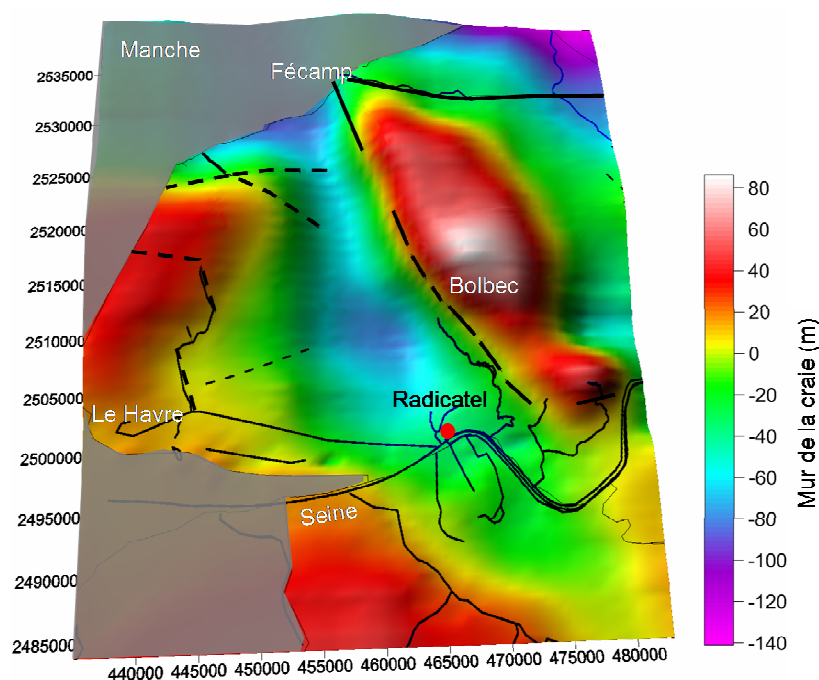


Figure II- 38 : Représentation du mur de la craie dans le Bec de Caux

La Figure II- 38 représente l'altitude en mètres du mur de la craie interpolée. La couche ne couvrant que la région de la Haute Normandie, les résultats de l'interpolation au niveau du département du Calvados, de la Manche et d'une partie de l'estuaire de la Seine ne sont pas interprétables, un masque est alors appliqué sur ces zones pour ne pas fausser les interprétations.

On constate sur cette figure l'importance de la faille Fécamp-Lillebonne et le rejet de celle-ci. Ainsi à l'Est de cette faille, le mur de la craie (toit de l'Albien) est à une altitude comprise entre 0 et +80 m alors qu'à l'Ouest, le toit de l'Albien est rencontré à des altitudes comprises entre -80 et +60 m. On remarque également la présence de l'anticlinal de Villequier au Sud Est en bordure du Bec de Caux, et l'impact de la faille supposée par Hauchard *et al.* (2002) et Hauchard et Laignel (2008) orientée N90 au Nord du Bec de Caux.

Le mur de la craie remonte progressivement de l'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud au niveau de l'estuaire de la Seine. Cette remontée est marquée par la présence de formations plus anciennes au niveau de l'estuaire de la Seine avec des formations du Jurassique qui affleurent sous le prisme sédimentaire du remplissage Holocène de l'estuaire de la Seine (Boltenhagen *et al.*, 1970 ; Guyader *et al.*, 1970).

Ces variations positives du mur de la craie encadrent ainsi une bande, pouvant être qualifiée de gouttière, au sein de laquelle le mur de la craie se situe à une altitude comprise entre -20 et -80 m.

Il est intéressant :

- (1) de noter que cette « gouttière » est reportée sur certains schémas structuraux sous la forme d'un synclinal axé sur Tancarville (Furon, 1934 ; Hauchard et Laignel, 2008),
- (2) de faire un parallèle avec l'hypothèse émise par Ragot (1988) sur la présence d'une gouttière subsidente parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne.

II.2.1.2 Impact hydrologique de la faille Fécamp-Lillebonne et du mur de la nappe de la craie

Nous allons à présent essayer de comprendre l'impact de ces deux structures, sur la géométrie et sur les grandes directions d'écoulement de la nappe de la craie.

– Surface piézométrique du Bec de Caux

La Figure II- 39 montre le toit de la nappe de la craie pour l'année 2001, au cours de laquelle un maximum piézométrique a été atteint. Comme pour l'interpolation du mur de la craie, une surface grisée a été appliquée aux résultats incohérents issus de l'interpolation de la surface piézométrique.

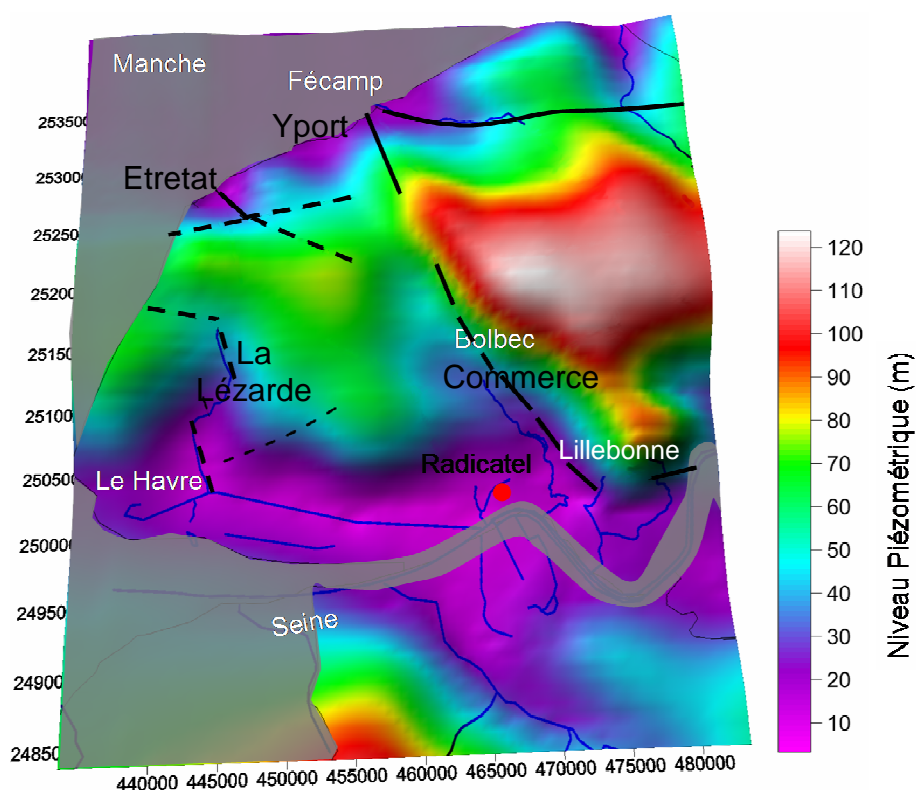


Figure II- 39 : Carte du toit de la nappe de la craie

La nappe présente des variations importantes sur l'ensemble du Bec de Caux. Le rejet de la faille Fécamp-Lillebonne fait que le toit de la nappe de la craie se situe à une altitude supérieure à 100 m au niveau du compartiment surélevé à l'Est, alors que dans le compartiment affaissé à l'Ouest, elle n'est que de 80 m au maximum au centre du Bec de Caux. La nappe à l'Est surplombe donc celle à l'Ouest, permettant le déversement potentiel du compartiment surélevé vers le compartiment affaissé.

Par ailleurs, les vallées principales bien incisées dans le plateau que sont les vallées du Commerce (à l'Est) et de la Lézarde (à l'Ouest) sont elles aussi bien visibles et constituent des axes de drainage de la nappe. Au niveau du littoral, on remarque également deux zones déprimées qui correspondent aux vallées d'Yport et d'Etretat.

– Rôle de la faille Fécamp-Lillebonne sur le fonctionnement hydrologique régional

Nous venons de le voir, la faille Fécamp-Lillebonne constitue l'accident majeur du Bec de Caux au niveau structural. Il met en contact en profondeur des terrains aquifères à l'Ouest avec des terrains imperméables à l'Est. Cet aspect stratigraphique a comme conséquence de bloquer les écoulements souterrains venant de l'Ouest. Ceci se traduit par un drainage des eaux le long de la faille. La Figure II- 40 symbolise l'impact de la faille sur la nappe.

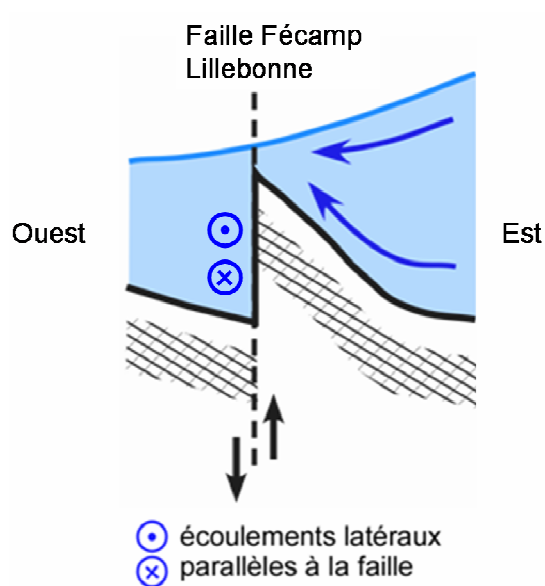


Figure II- 40 : Influence de la faille Fécamp-Lillebonne sur les écoulements souterrains (modifiée d'après Valdès, 2005)

Par ailleurs, la nappe du compartiment surélevé s'écoule vers le compartiment ouest affaissé. Cette continuité hydraulique est présentée sur la Figure II- 41.

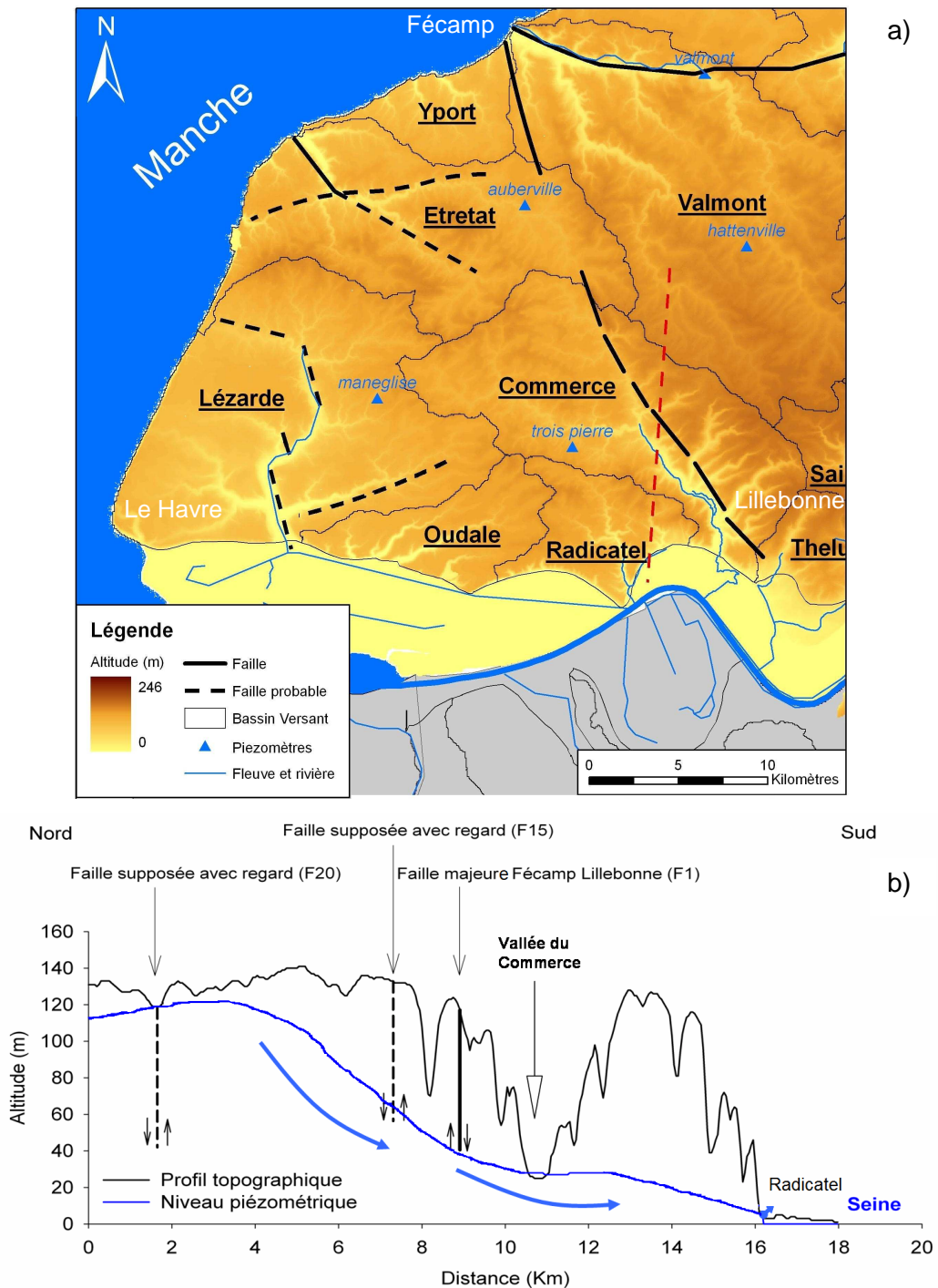


Figure II- 41 : Localisation du profil piézométrique N-S (trait tiré rouge) (a) et mise en évidence du déversement de la nappe de la craie du compartiment est vers le compartiment ouest de part et d'autre de la faille Fécamp-Lillebonne (b)

On peut voir qu'il y a un abaissement brutal de la piézométrie au niveau de la faille Fécamp-Lillebonne et que la nappe alimente le cours d'eau du Commerce, mais également qu'il y a une continuité hydraulique avec les sources de Radicatel. Ces dernières sont donc sous l'influence des écoulements provenant du bassin versant du Commerce.

Nous avons présenté l'impact de cet accident tectonique majeur dans la partie sud du Bec de Caux. Par ailleurs, nous pouvons certainement envisager un fonctionnement similaire au Nord du Bec de Caux, avec les sources d'Yport.

– Rôle du mur de la nappe de la craie sur le fonctionnement hydrologique régional

La morphologie du mur de la craie a un impact important sur les volumes d'eau pouvant être stockés, comme sur les grandes directions d'écoulement (Valdes, 2005 ; Slimani, 2009). La Figure II- 42 montre que la gouttière affaissée à l'Ouest de la faille est une zone où la nappe présente les plus fortes puissances comprises entre 120-150 m.

De plus, la remontée progressive du mur de la nappe de la craie à l'Ouest engendre un rétrécissement de sa section. Ce pincement de la nappe contraint à l'écoulement vers l'Ouest du Bec de Caux. Cette zone centrale du Bec de Caux constitue une zone de stockage préférentielle de l'eau souterraine. Cette gouttière correspond alors à un formidable château d'eau pour les différents gestionnaires de la ressource.

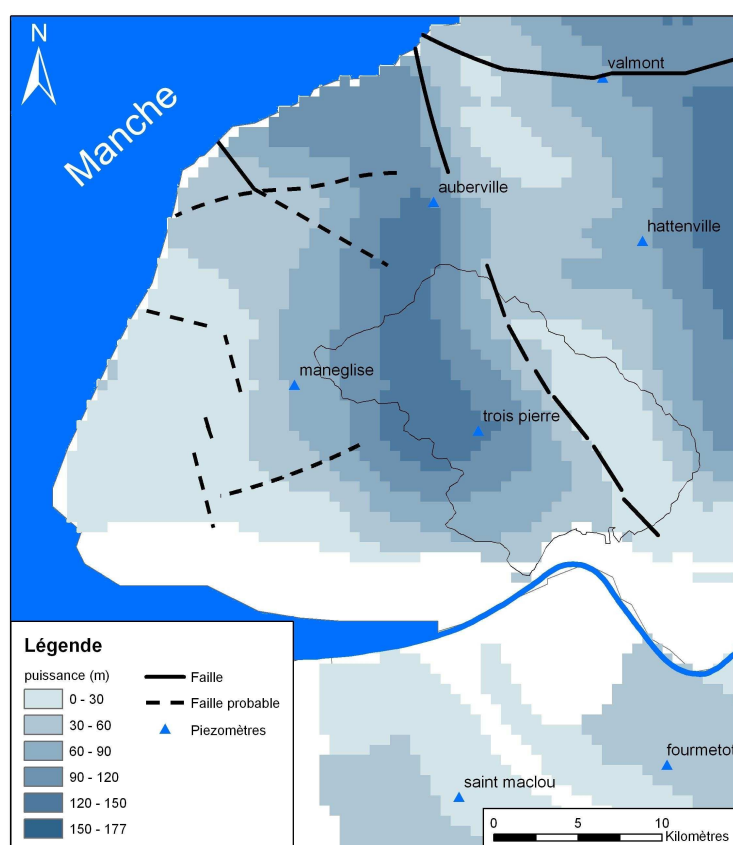


Figure II- 42 : Cartographie de la puissance de la nappe de la craie au sein du Bec de Caux

II.2.1.3 Schéma régional des grandes directions d'écoulements

La présence et la conjugaison de ces deux structures principales (faille Fécamp-Lillebonne et morphologie du toit de l'Albien), ainsi que la position des grandes vallées drainantes, ont un impact sur les grandes directions d'écoulements de la nappe de la craie. A partir de l'ensemble de ces données, nous proposons un schéma synthétisant ces grandes directions d'écoulements de la nappe de la craie au sein du Bec de Caux (Figure II- 43).

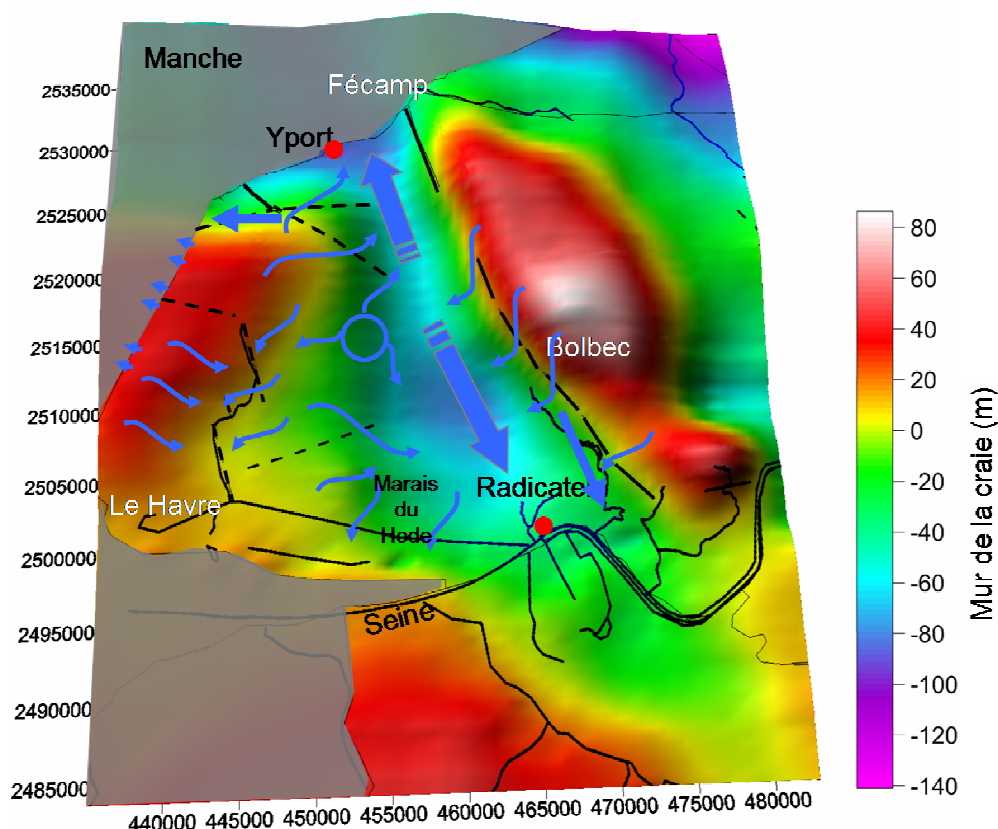


Figure II- 43 : Schéma conceptuel des grands écoulements de la nappe de la craie du Bec de Caux (les flèches symbolisent les directions d'écoulements)

Comme nous l'avons vu précédemment, la nappe du compartiment est s'écoule vers le compartiment ouest en raison de la présence de la faille Fécamp-Lillebonne. On peut également émettre l'hypothèse que la remontée progressive du mur de la craie à l'Ouest induise une direction des écoulements de l'Ouest vers le centre du Bec de Caux.

Au niveau de l'estuaire de la Seine, le toit de l'Albien apparaît et remonte vers l'Ouest où des formations plus anciennes (Kimméridgien) affleurent au niveau de l'embouchure à la base des alluvions (Guyader *et al.*, 1970). Il y a donc un pincement de la section de l'aquifère au niveau de l'estuaire, ce qui contraint l'aquifère de la craie.

A cette géométrie de rétrécissement de l'aquifère au niveau de l'estuaire s'ajoute le remplissage issu des transgressions Weichsélienne et Flandrienne. Ce remplissage épais

(jusqu'à 35 m) est composé à sa base de cailloutis périglaciaires surmontés par des dépôts fins, le tout reposant sur le substratum (Lefèbvre, 1974 ; Lefèbvre *et al.*, 1993). De plus, d'après une étude réalisée par le BURGEAP (Bize *et al.*, 1963), la conductivité hydraulique obtenue à la suite d'essais de pompage réalisés au niveau de Tancarville est de l'ordre de $2.10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. Les dépôts limono-argileux ont quant à eux une perméabilité de 10^{-7} m.s^{-1} à 10^{-9} m.s^{-1} . Il existe donc des différences de perméabilité très importantes entre ces différentes strates (Lefèbvre *et al.*, 1993).

Les cailloutis constituent alors une couche très transmissive sous-jacente à une couche de très faible perméabilité que sont les alluvions supérieures. Le contraste de perméabilité entre alluvions inférieures et supérieures est très important, de sorte que la nappe contenue dans les alluvions inférieures puisse être considérée comme semi captive à captive sous les alluvions supérieures fines.

Sur le plan lithologique, le passage de la craie aux alluvions est très net. Des observations réalisées sur des chantiers de gravières montrent clairement que le cailloutis repose directement sur le toit de la craie. Les conductivités hydrauliques similaires de la craie et des cailloutis permettent à la nappe de la craie d'être en contact avec la nappe des alluvions anciennes. D'une manière générale sur l'ensemble de la basse-vallée de la Seine, ces deux nappes ne seraient pas associées à deux entités hydrogéologiques différentes, mais bien à un seul et même aquifère compartimenté, dont la conductivité hydraulique moyenne serait de l'ordre de $1.5 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. L'aquifère mixte craie/cailloutis drainerait donc une seule et même nappe (Massei, 2001).

Le flux des eaux souterraines depuis les plateaux vers la vallée de la Seine constitue ainsi un apport important au débit de la Seine et dont les sources de débordement en pied de plateau ne représentent qu'une petite manifestation (Massei, 2009).

La remontée au niveau de l'estuaire des formations imperméables anciennes diminue énormément le contact, entre la craie du Crétacé supérieur et la nappe alluviale. Les sous-écoulements sont contraints par ce rétrécissement, ce qui a comme conséquence un blocage de ces écoulements de la nappe, qui se traduit par la présence de sources de débordement présentant de forts débits (Radicatel) et une zone de marais (marais du Hode). La combinaison de ce blocage à l'Est, la forme de gouttière parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne, les remontées du mur de la craie à l'Ouest et le blocage au niveau de l'estuaire, aboutit à la constitution d'un formidable réservoir. L'eau stockée dans ce dernier sort au niveau des zones de fragilité de l'encaissant (failles, zones fissurées) ou bien encore au niveau du contact versant/alluvions en bordure de Seine.

Cette organisation se traduit par l'existence de deux exutoires très productifs au niveau d'Yport ($1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) au Nord et de Radicatel au Sud (Figure II- 44). Il existe bien sûr d'autres

exutoires au niveau du littoral avec de multiples petites sources et au niveau des zones humides comme celle du Marais du Hode traduisant la présence des sous-écoulements.

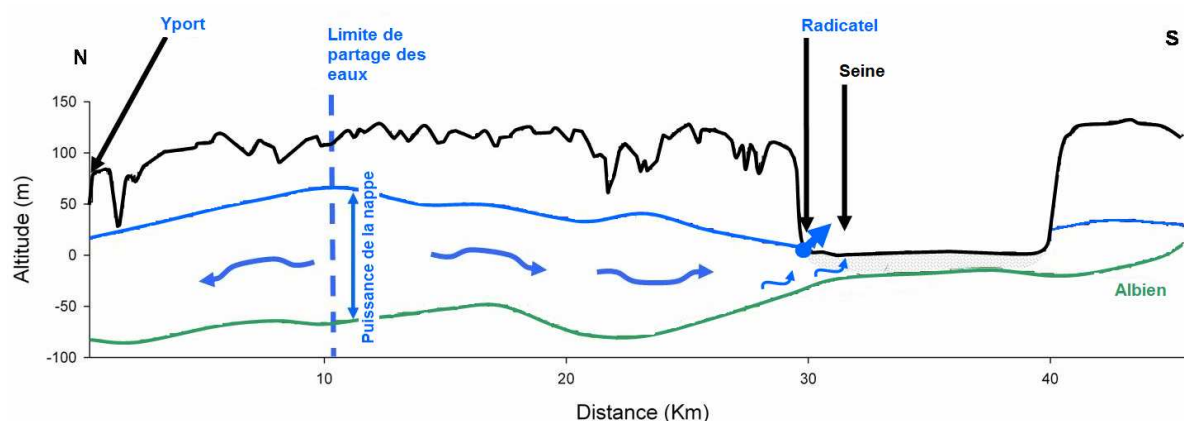


Figure II- 44 : Coupe piézométrique Nord – Sud entre les sources de Radicatel et les sources d'Yport

II.2.2 Contexte structural local de la zone d'étude et implications hydrologiques

Nous venons de voir que les grandes structures régionales influencent la géométrie de la nappe de la craie, mais également les grandes directions d'écoulement (faille majeure, anticlinaux, synclinaux, mur de l'aquifère,...) (Valdes, 2005 ; Massei, 2009 ; Slimani, 2009). A l'échelle locale, l'influence structurale sur les écoulements souterrains de la nappe de la craie et la mise en place des réseaux karstiques ont également fait l'objet de nombreuses études (Lepiller, 1975 ; Wazi *et al.*, 1988 ; Rodet, 1991 ; Bracq, 1992 ; Bracq *et al.*, 1992 ; Rodet, 1996 ; Bracq et Brunin, 1999 ; Rodet, 1999 ; Lallahem, 2002 ; Lallahem *et al.*, 2007 ; Rodet *et al.*, 2009). Il ressort de celles-ci deux principes distincts mais souvent associés : le rôle du contexte structural et le rôle des variations du niveau de base.

Nous allons dans un premier temps énoncer les arguments de ces deux grands principes, puis nous ferons la synthèse des éléments à notre disposition dans notre zone d'étude, pour enfin établir un schéma d'écoulement alimentant les sources de Radicatel à l'échelle de la zone d'étude en émettant des hypothèses sur le rôle respectif de chacune de ces deux grandes lignes directrices.

II.2.2.1 Dualité des mécanismes de mise en place des systèmes karstiques

– Rôle de la fracturation du massif crayeux

Il est reconnu que, pour que la craie devienne perméable, donc un aquifère, il faut qu'elle soit affectée par de nombreuses fractures, ouvertes et interconnectées qui vont ajouter une

porosité de fissure à la porosité de la matrice (Gaviglio *et al.*, 2009). La géométrie des réseaux fissurés est complexe et liée à une histoire polyphasée (Vandycke, 2002), ce qui leur confère des propriétés hydrauliques très variables. Toutefois, les fractures les plus importantes peuvent en certains endroits, découper l'aquifère en compartiments (Colbeaux *et al.*, 1980), appelés casiers hydrogéologiques (Bracq *et al.*, 1992). Ceux-ci peuvent influencer directement le comportement de la nappe et de ses exutoires sous l'influence des précipitations et des fontes de neige (Figure II- 45).

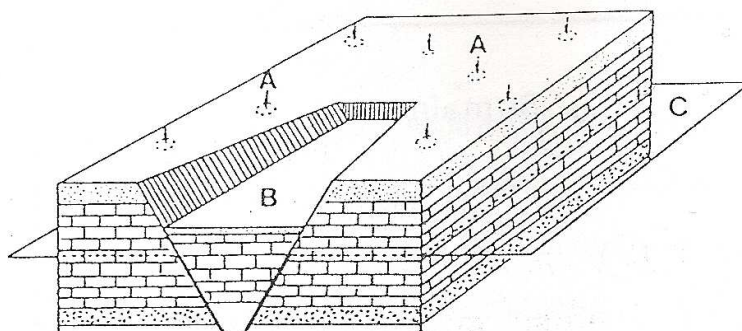


Figure II- 45 : Schéma de présentation du concept de casier hydrologique ; A : Doline, B : Bloc effondré, C : Niveau piézométrique (Bracq *et al.*, 1992b)

Lallahem (2002) met en évidence l'impact d'un ensemble de failles ayant des rejets entre 5 et 10 m sur les directions d'écoulement de la nappe. Les failles ont dans ce cas d'étude un rôle de blocage (colmatage par accumulation d'argile) ou de drainage de la nappe (Gaviglio *et al.*, 2009). Rodet (1991 ; 1996 ; 1999) souligne alors que ces accidents tectoniques peuvent avoir des rôles différents, d'écran et/ou de guide suivant leurs axes. Néanmoins, Devos *et al.* (1999) ont montré que la structuration actuelle des réseaux souterrains ne paraît pas être une simple duplication de la tectonique cassante locale. Ils notent qu'il faut se placer à d'autres échelles d'observation pour comprendre l'influence de la tectonique.

En Haute Normandie, la craie offre une grande variété de morphologie karstique ainsi qu'un grand nombre d'objets pénétrables par l'Homme. Ainsi depuis les années soixante, l'ensemble des cavités karstiques régionales ont été reconnues, décrites, topographiées, photographiées et les processus de mise en place ont été définis (Lepiller, 1975 ; Calba *et al.*, 1979 ; Rodet, 1986 ; Wazi *et al.*, 1988 ; Rodet, 1991 ; 1996 ; Rodet et Viard, 1996 ; Rodet, 1997 ; 1999). Les travaux de J. Rodet en sont la parfaite illustration (Rodet, 1978 ; 1991 ; Rodet, 1993 ; Rodet et Lautridou, 2003 ; Rodet, 2006 ; Rodet *et al.*, 2009). Il ressort de ces nombreuses études que l'influence tectonique est prédominante lors de certaines phases de développement du karst, ou bien encore lors de certaines phases d'adaptations aux modifications des profils d'équilibre.

- *Le karst d'introduction et le primokarst*

Ainsi comme toute roche carbonatée, la craie est soumise au processus d'altération chimique des eaux météoriques. Ces eaux profitent des zones de fragilité de la roche pour s'infiltrer. Ce processus d'altération engendre dans le contexte géologique de la Haute Normandie la mise en place d'un front d'altération actif responsable d'un manteau d'altération constitué d'insolubles de la craie et de silex. Les seules morphologies visibles en surface sont les multiples points d'engouffrement, lieu de l'infiltration rapide des eaux de ruissellement dont les coupes verticales sont visibles sur le littoral et sur les fronts d'exploitation des carrières sous la forme de racine ou d'entonnoir d'altération. Ce karst d'introduction peut être en relation étroite avec la fissuration et la fracturation (Photo II- 3). Leur présence et leur nombre semblent liés aux évolutions différentielles des différents compartiments tectoniques (Hauchard, 2001 ; Costa *et al.*, 2006).

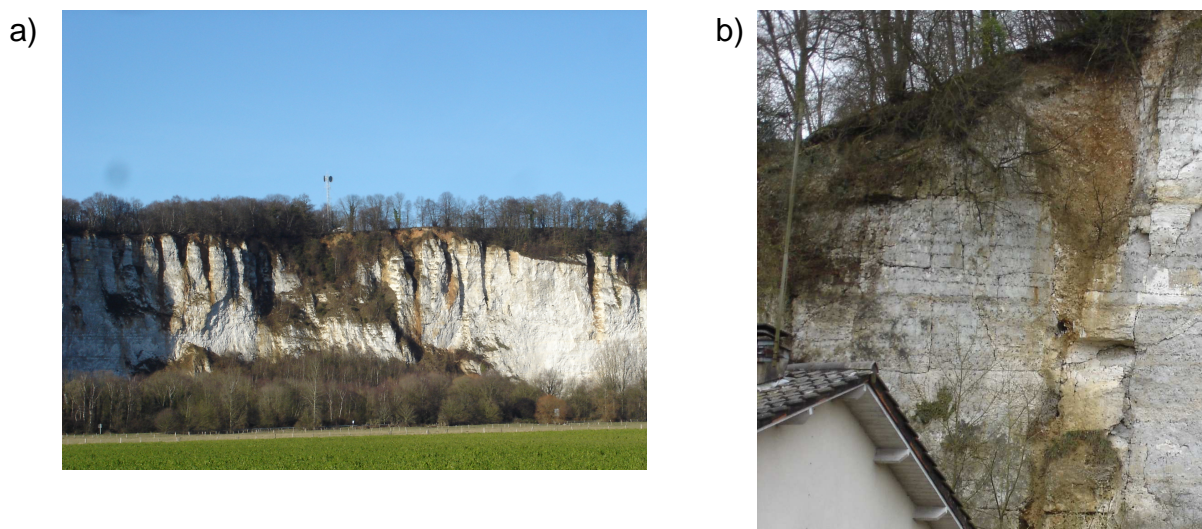


Photo II- 3 : Exemple de racines d'altération de la carrière de la Pierre Gant à Tancarville (a), Racine d'altération inféodée à la fissuration (Villequier) (b)

En Haute Normandie, il existe un autre exemple spectaculaire de mise en place d'un système karstique inféodé à la tectonique avec le site de « La Mansonnière » dans les collines du Perche (Rodet, 1996 ; 1999 ; Laignel, 2003). Ce réseau karstique résulte de la progression du front d'altération dans la craie jusqu'à la surface piézométrique. Les cavités sont alors totalement inféodées à la tectonique verticale et s'étendent sur une longueur de 1000 m. La présence au sein de ces galeries des produits de l'altération *in situ* de la craie sans apports extérieurs démontre que ce système karstique n'a pas connu de circulation concentrée de type fluviale. Ces galeries illustrent le premier degré d'une évolution karstique classique juste avant qu'un flux draine la galerie et ne mette en place un conduit drainé.

- *Le karst de restitution*

Le karst de restitution concerne l'aval du modèle hydraulique crayeux et se met en place par érosion régressive au niveau des émergences, en s'appuyant sur les zones de faiblesses de la craie que sont les failles, la fissuration, les zones de détente, ... (Rodet, 1988 ; Wazi *et al.*, 1988 ; Rodet, 1991). La mise en place de celui-ci organise un drainage de la nappe, créant un gradient hydraulique pouvant occasionner localement un abatement de la nappe. Le karst de restitution est dominé par des conduits horizontaux montrant qu'il s'agit d'un drainage lié à la nappe, drains horizontaux pouvant profiter de niveaux moins perméables voir imperméables comme les joints de stratifications, lits de silex, hard-grounds (Calba *et al.*, 1979). Ce karst de restitution va permettre la mise en place d'un drain majeur, collecteur de multiples alimentations plus fines (Rodet, 1988).

A noter, que lors des phases de modification brutale du gradient hydraulique (variation eustatique, modification de la morphologie de surface, pompages intensifs et prolongés), il apparaît des formes de surcreusement très importantes se traduisant par des drains prenant la forme de canyons abrupts. Ces adaptations rapides de la morphologie des drains va se faire au niveau des zones de fragilité de la craie et donc au niveau des zones faillées et fissurées. J. Rodet souligne alors que ces accidents tectoniques peuvent avoir un rôle différent, d'écran et ou de guide suivant leurs axes (Rodet, 1991). La part de la tectonique devient alors plus importante, le réseau karstique voit alors son organisation s'adapter à celle-ci.

- *Le karst profond*

Toutefois, le karst profond semble ne pas tenir compte des réseaux tectoniques. En profondeur, les eaux issues de l'infiltration lente conservent leur pouvoir de dissolution, ce qui se traduit par la création de petites zones d'altération (alvéoles), qui en s'accroissant deviennent coalescentes, jusqu'à la formation de vides plus importants. Des études récentes ont pu mettre en évidence que des activités microbiennes en profondeur, peuvent être à l'origine de ces alvéoles grâce à la production de CO₂ (Ehrlich, 1998). Cette dissolution en profondeur a comme effet une modification de la porosité de la craie. Cette modification engendre une hétérogénéité supplémentaire et donc un gradient hydraulique potentiel. Les vides occasionnés, à ce stade de développement, ont une fonction de stockage et non de circulation des eaux. Ils sont donc remplis d'eau et de résidus de l'altération des craies. Ces morphologies souterraines sont particulièrement visibles dans les réseaux de Caumont et des Petites Dalles. Le karst profond, lorsqu'il n'a pas de fonction hydraulique, s'organise donc selon un développement coalescent de petites alvéoles indépendantes du contexte structural (Communication orale de Joel Rodet). En progressant vers l'amont par érosion

régressive, le karst de restitution peut alors recouper les formes de dissolution en profondeur (alvéoles et cavités) agrandissant le linéaire du réseau karstique.

– Evolutions fluvio-eustatiques : modification du niveau de base

Pour Rodet, (1978 ; 1991), Maqsoud, (1996), Rodet, (2007) l'acteur principal influençant les écoulements de la nappe correspond à la succession des variations fluvio-eustatiques aux cours du Quaternaire et de l'Holocène. Ces variations fluvio-eustatiques sont à l'origine (Rodet, 2007) :

- (1) de l'étagement des drains, qui peut rendre actives de façon saisonnière certaines circulations au cours de la remontée du toit de la nappe,
- (2) de la convergence et du deltaïsme des émergences qui ont deux conséquences :
 - plusieurs alimentations rejoignent la même émergence,
 - une seule alimentation diffuse vers plusieurs émergences, parfois dans des vallées voisines.

Cette évolution du niveau de base s'est donc accompagnée d'une évolution des directions d'écoulements et d'une évolution de l'organisation des réseaux karstiques et de leur morphologie. Ces mécanismes d'adaptation morphologique peuvent être brutaux avec des encaissements et des surcreusements rapides des drains karstiques.

J. Rodet (1991) a décrit ces adaptations pour le système karstique de Caumont, système situé en bord de Seine à 15 Km en aval de Rouen, pour lequel il existe un étagement des drains sur 8 niveaux (répartis sur 47 m) ainsi qu'une diffuence latérale des drains en fonction de la position de l'ancien cours de la Seine, donc en fonction de l'aval hydraulique. Cette organisation verticale et horizontale de la zone aval du système karstique de Caumont est contrôlé par le gradient hydraulique et a été nommée « delta karstique » par J. Rodet.

De par sa position en bord de Seine, le ou les réseaux karstiques alimentant les sources de Radicatel ont pu subir les différentes phases successives des variations eustatiques au cours des dernières phases glaciaires-interglaciaires : preuve de cette évolution eustatique, la présence d'un ancien méandre perché en amont de la source du Moulin B (Figure II- 46). La présence de cet ancien méandre est visible sur le Modèle Numérique de Terrain par un replat situé à une altitude de 55 à 60 m. Ce méandre correspond à la position du lit de la Seine au cours du Pléistocène (Lautridou, 1968 ; Lefèbvre, 1988). Les terrasses fluviales, présentes à ces altitudes correspondent aux formations de Martot et sont datées du Pléistocène moyen (Antoine *et al.*, 2000 ; Hauchard, 2001 ; Frouin, 2007). On peut d'ailleurs noter la présence d'un replat comparable au niveau de la pointe de la Roque en rive gauche (limite ouest du Marais Vernier) (Figure II- 46).

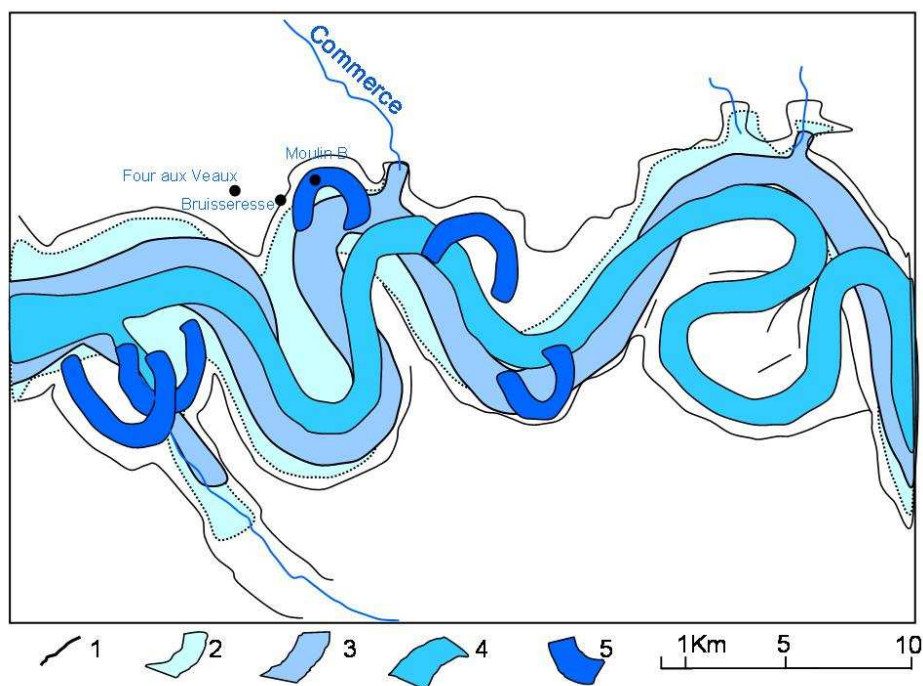


Figure II- 46 : Evolution des méandres d'une partie de la basse vallée de Seine entre les méandres de Brotonne et l'estuaire (modifiée d'après Lebevre, 1988) 1 : versant abrupt, 2 : lit weichsélien, 3 : lit Saalien, 4 : lit Pleistocène moyen, 5 : Lit Pleistocène inférieur à moyen

Le lit mineur de la Seine a connu de très nombreux aménagements à partir de la moitié du 19ème siècle, visant à le chenaliser. C'est à partir de ces grands travaux que le cours de la Seine a acquis sa morphologie actuelle (Figure II- 47). Ces modifications constituent la dernière évolution de la position de la Seine par rapport aux sources de Radicatel. En effet, on peut voir sur la Figure II- 47b, que le lit mineur de la Seine se situait au pied de la falaise de Tancarville, soit à une distance de 1.6 Km de sa position actuelle. Cette modification récente de la position de la Seine, bien que négligeable face aux phases de successions glaciaires/interglaciaires, peut avoir engendrée une légère adaptation du réseau de drainage.

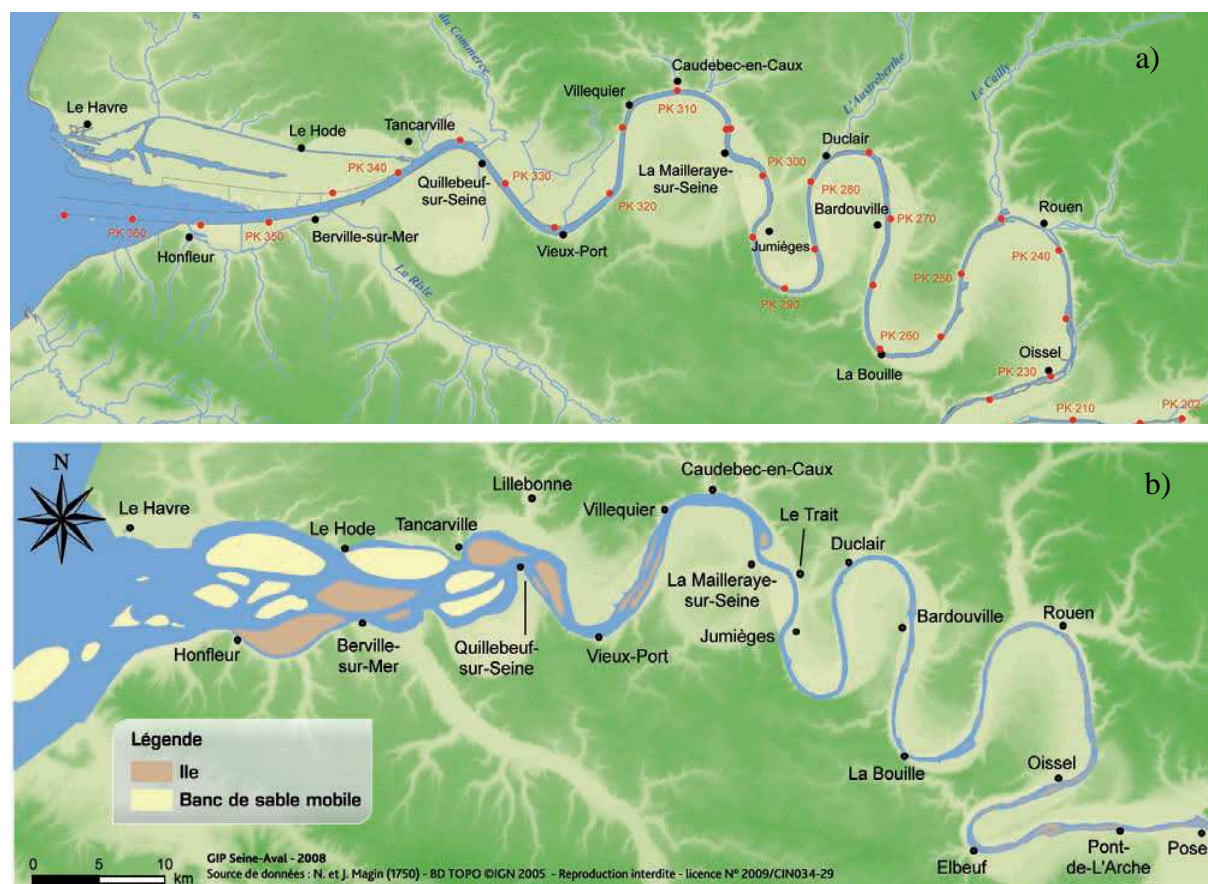


Figure II- 47 : Estuaire actuel de la Seine (a), Estuaire de la Seine en 1750 tiré de la carte de Magin et Magin, 1750 (b) (Foussard et al., 2010)

J. Rodet (2006) a mené une étude comparative de trois sites, Caumont, Le Hannetot et Radicatel, s'échelonnant dans la vallée de la Seine, entre Rouen en amont et Le Havre en aval. A chaque régression marine, la Seine creuse son lit selon une pente plus ou moins régulière : un niveau élevé autorise l'établissement d'un drainage haut en altitude pour chacun des sites, un niveau intermédiaire celui d'un niveau moyen et un niveau inférieur celui d'un bas niveau. Il a ainsi mis en évidence un étagement des drains karstiques à différentes altitudes pour la période du Weichsélien.

A chaque transgression marine, une partie plus ou moins importante de la vallée se trouve ennoyée, soulignée par les traits sub-horizontaux. La transgression holocène offre un niveau d'écoulement de la Seine qui se situe entre +5 m à Rouen et 0 m NGF dans l'estuaire. Les drains karstiques weichséliens sont alors largement noyés tant à Caumont (vers -14 m), qu'au Hannetot (vers -25 m) ainsi qu'à Radicatel (vers -30 m). Pour ces trois systèmes, se développent alors des formes d'adaptation du niveau noyé vers un écoulement au toit de l'ennoisement (Figure II- 48).

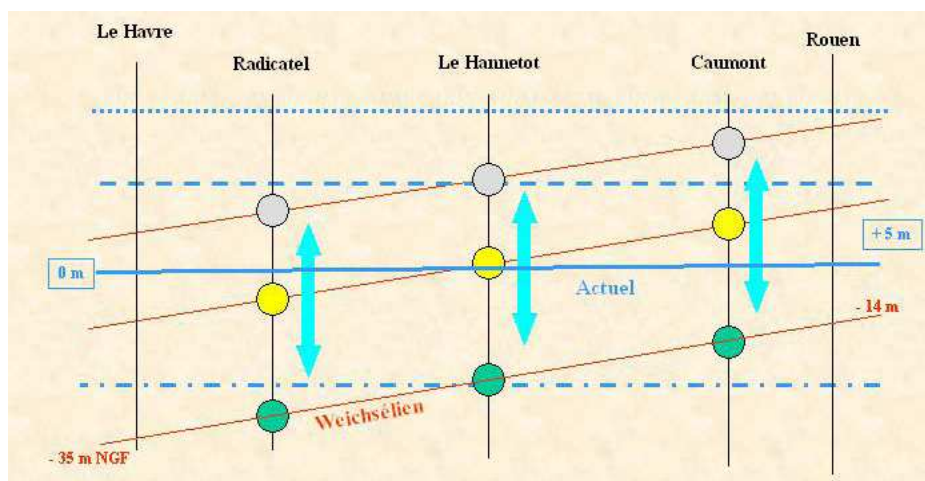


Figure II- 48 : Les variations du niveau de base régional et ses conséquences sur le karst (Rodet 2006)

Les phases successives de transgressions/régressions modifient le gradient hydraulique, engendrant un étagement des réseaux de drainage. On retrouve alors les conditions de mise en place de réseaux de restitution complexes, présentant des diffluences latérales et verticales de forme deltaïque (Lepiller, 1975 ; Calba *et al.*, 1979 ; Rodet, 1991). Il en résulte la formation d'importants réservoirs karstiques noyés aux fonctionnements complexes, qui alimentent les captages AEP les plus productifs de la région.

Dans le contexte des sources de Radicatel, la présence de la faille de Fécamp-Lillebonne et des failles associées a très certainement eu un impact sur la mise en place initiale des réseaux karstiques ainsi que lors des phases d'adaptations de celui-ci au cours des successions glaciaires/interglaciaires. La surimposition du contexte structural et des variations du niveau de base font du système de Radicatel, un site à l'organisation et au fonctionnement très certainement comparable à celui de Caumont, avec un étagement des drains et de nombreuses diffluences.

II.2.2.2 Application à la zone d'étude de Radicatel

Les sources de Radicatel sont à proximité immédiates de la vallée du Commerce, vallée dont la position est guidée par la faille Fécamp-Lillebonne. Nous avons vu dans le chapitre II.2.1.2, que cette faille présente un réel impact sur la géométrie et sur l'orientation des grands écoulements de la nappe de la craie. Cette faille associée à des failles secondaires associées peut avoir un rôle sur le comportement de l'hydrosystème.

– Synthèse bibliographique des indices de fracturation

La faille Fécamp-Lillebonne est l'accident principal de notre zone d'étude. Elle a été de nombreuses fois étudiée, mais ces études n'ont fait que très peu état de l'existence de failles associées. Les failles secondaires sont principalement citées par les différentes études qui ont porté sur la recherche d'eau dans la vallée du Commerce.

L'étude menée par Battarel et Lakshaman (1981) sur la recherche de la ressource en eau dans la vallée du Commerce présente une analyse des images satellitaires Landsat 1, ce qui a permis d'obtenir la rosace de directions suivantes (Figure II- 49).

Une vingtaine de linéaments ont été répertoriés avec deux directions privilégiées perpendiculaires entre 10 et 20° et entre 100 et 110°. Une troisième direction apparaît également entre 50 et 60°. Sur ce diagramme, l'orientation de la faille Fécamp-Lillebonne N150-160° n'a pas été portée afin de pouvoir visualiser plus clairement les autres directions relevées.

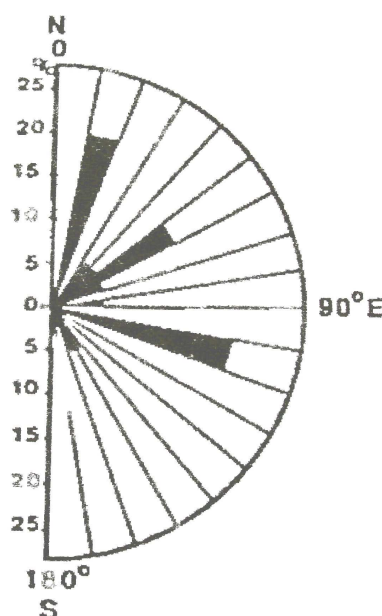


Figure II- 49 : Rosace des directions des linéaments observés dans la vallée du Commerce (Battarel et Lakshaman, 1981)

Selon Ragot (1988), la direction N50-60° peu exprimée, a probablement été sollicitée à l'Albien supérieur, au Cénomanién inférieur, au début du Cénomanién moyen et au Tertiaire. Les linéaments N50 suivraient donc une direction structurale.

Nous allons lister et localiser les accidents associés à la faille Fécamp-Lillebonne. Pour cela, nous avons subdivisé les indices de fracturation en deux, tout d'abord ceux directement liés à la faille Fécamp-Lillebonne, puis ceux qui sont plus éloignés ou dont le lien avec la faille Fécamp-Lillebonne est moins évident. Les différents sites présentés dans cette partie sont référencés et localisés sur la figure de synthèse (Figure II- 35).

- *Accidents associés à la faille Fécamp-Lillebonne*

- *De Mirville à Saint Eustache (1)*

Nicolesco (1956) par une étude des altitudes du toit de l'Albien sur quelques forages à proximité de la faille Fécamp-Lillebonne, émet l'hypothèse d'une faille entre les communes de Mirville et de Gruchet le Valasse. Selon Nicolesco, cette faille serait perpendiculaire à la faille Fécamp Lillebonne avec un angle assez ouvert. Son observation s'arrête à cette simple description.

Le transect proposé par Nicolesco couvre une distance importante d'environ 10 Km, distance non négligeable quand il s'agit de positionner une faille. De plus, entre Mirville (1) et Gruchet le Valasse (6), il faut noter la présence du vallon du Mont Criquet (10) au niveau duquel une faille supposée avec regard est décrite sur les schémas structuraux de Wazi (1988) et Hauchard (2001).

Ce vallon a tout lieu de nous intéresser car il présente plusieurs particularités :

- La présence de sables tertiaires en grande quantité, avec notamment les sables de Saint Eustache qui furent l'objet d'extraction dans de nombreuses carrières. Ces sablières ont fait l'objet d'études précises sur la nature de ces sables et des formations associées (Lautridou, 1968). Lautridou (1968) décrit trois carrières ouvertes dans une grande poche de sables dont l'importance surprend, en effet, celle-ci fait 800 m de long. Cette dimension n'est pas en adéquation avec les dimensions des poches de sables traditionnellement piégés dans la région au niveau des entonnoirs de dissolution, ni avec le dépôt plus rare en nappe comme au Cap d'Ailly. Ces sables tertiaires semblent donc avoir été piégés dans une zone effondrée.
- La morphologie en baïonnette du talweg, avec des linéaments répertoriés par analyses photographiques, vient appuyer l'hypothèse de la présence de fractures, lieu du piégeage sédimentaire.

- *Entre Bolbec et Lillebonne*

La zone comprise entre la Ferme Saint Marcel et Lillebonne, rassemble un certain nombre d'ouvrages de production d'eau, ceux-ci présentant des capacités de production importantes (plusieurs centaines de m³/h). Les études ayant permis l'implantation de ces forages ont fait état de la présence d'accidents ou de failles recoupant la faille Fécamp-Lillebonne selon des angles ouverts. Ces failles ou indices de fissuration ont été situés majoritairement sur la rive gauche de la vallée du Commerce au niveau des talwegs suivants :

- *Vallée de la Fontaine Murée (2)* : une étude géophysique révèle l'existence d'une anomalie de résistivité qui coïncide avec le croisement de deux linéaments observés par photogéologie. On peut noter la présence d'une bétouille au niveau de ce croisement, indice d'une karstification sous jacente de la craie, dans laquelle s'infiltre le ruisseau issu de la source de la Fontaine Murée.

- *Val Horrible (3)* : dans ce talweg situé à proximité de la vallée de la Fontaine Murée, une autre anomalie de résistivité a été détectée.

- *Puits Maillé (4)* : dans ce talweg, le gradient hydraulique traduit l'approfondissement brutal de la surface piézométrique. Cette variation brutale peut traduire l'existence d'une faille secondaire sécante sur l'accident Fécamp-Lillebonne.

Cette succession d'indices au niveau du versant est de la vallée du Commerce ne doit pas nous faire oublier ceux présents sur le versant ouest.

La rive droite de la vallée du Commerce est moins marquée que la rive gauche par des talwegs adjacents. On peut néanmoins constater certains indices de fracturation.

- *Les forages de la ferme Saint Marcel (5)* : Ces forages sont implantés sur l'ancien bourrelet d'un glissement de terrain situé à l'embouchure d'un vallon sec (Ragot et Ragot, 2005). L'étude sur l'implantation de ces forages a mis en évidence un linéament passant à proximité des ouvrages suivant une direction NW – SE.

- *Abbaye de Gruchet le Valasse (6)* : une étude menée par le bureau d'étude Ingetec (Ingetec, 2009) pour la mise en œuvre d'une pompe à chaleur pour l'abbaye de Gruchet le Valasse a mis en évidence des discontinuités entre deux forages distant de 200 m. Ces discontinuités correspondent à un rejet compris entre 15 et 30 m, pouvant délimiter des blocs tectoniques. Par ailleurs, l'abbaye de Gruchet le Valasse est située au pied du versant ouest de la vallée du Commerce, dans le prolongement des vallées de la Fontaine Murée (2) et du Val Horrible (3), deux talwegs précédemment cités.

En concordance avec cette nouvelle information, on peut noter qu'il y a une variation brutale du gradient hydraulique au niveau des Bois de la Côte de la Forge au droit de l'abbaye de Gruchet le Valasse (Battarel et Lakshaman, 1981).

Les différents accidents peuvent comme le décrit Ragot (1988) constituer les limites de petits blocs tectoniques associés « en touches de piano », localisés sur la frange Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne. Cette hypothèse, Ragot l'a émise à partir de l'étude des remplissages sédimentaires crétacés, et l'a synthétisée dans le schéma suivant (Figure II- 50).

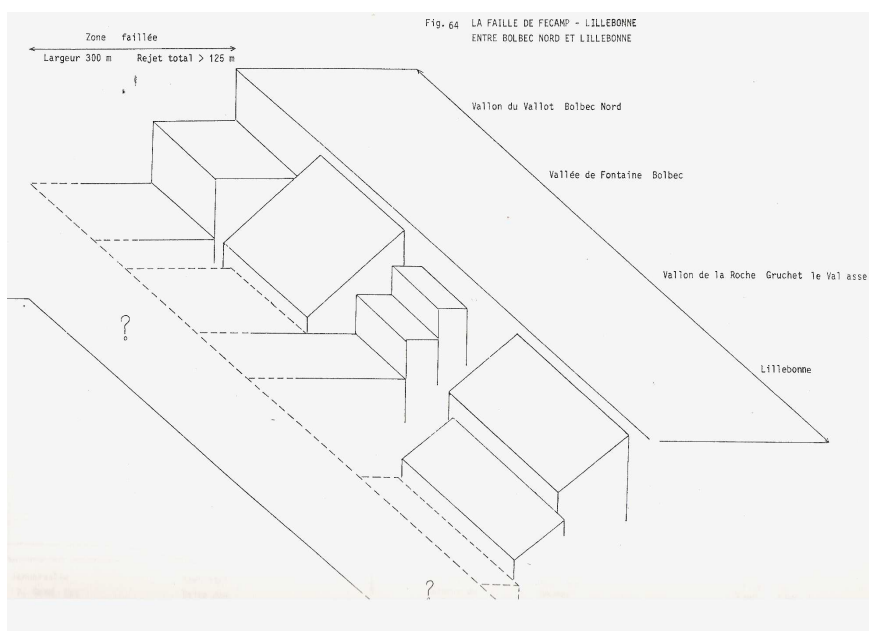


Figure II- 50 : Mise en évidence de blocs tectoniques dans une bande affaissée parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne (Ragot, 1988)

La faille Fécamp-lillebonne semble donc accompagnée d'une multitude de petites failles associées. La représentation proposée par Ragot (1988) met en évidence la présence de petits blocs tectoniques pouvant être basculés et dont le rôle hydrologique est à définir.

- *Autres accidents de la zone d'étude*

- *A proximité des sources de Radicatel*

- *Pont de Navarre (7)* : Ragot (1988), grâce à l'étude de hard-grounds, a noté des variations brutales des hard-grounds de « Radicatel » au niveau du vallon du Pont de Navarre (Figure II- 51). Il a attribué cette discontinuité horizontale à la présence d'un synclinal faillé mettant au même niveau les hard-grounds de « Radicatel » et ceux de « Lillebonne ». Le rejet estimé est de 10 à 12 m. Le compartiment affaissé correspond au bloc Est de cette faille. Ragot n'a pas localisé précisément la position de ce système faillé, mais il indique néanmoins que le décalage des hard-grounds se situe de part et d'autre du talweg du Pont de Navarre. Là encore, on note la présence de poches de sables et des lentilles d'argiles tertiaires à proximité des sources, et notamment dans le vallon du Pont de Navarre.

La présence de ce système faillé couplé à la faille Fécamp-Lillebonne aboutit à la constitution d'un graben que Ragot a décrit sous le terme de « gouttière » suraffaissée (Ragot, 1988). Hauchard et Laignel (2008) ont positionné cette faille sur la mise à jour du schéma structural de la Seine-Maritime suivant une direction parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne et une extension jusqu'aux sources d'Yport au Nord (Figure I- 4).

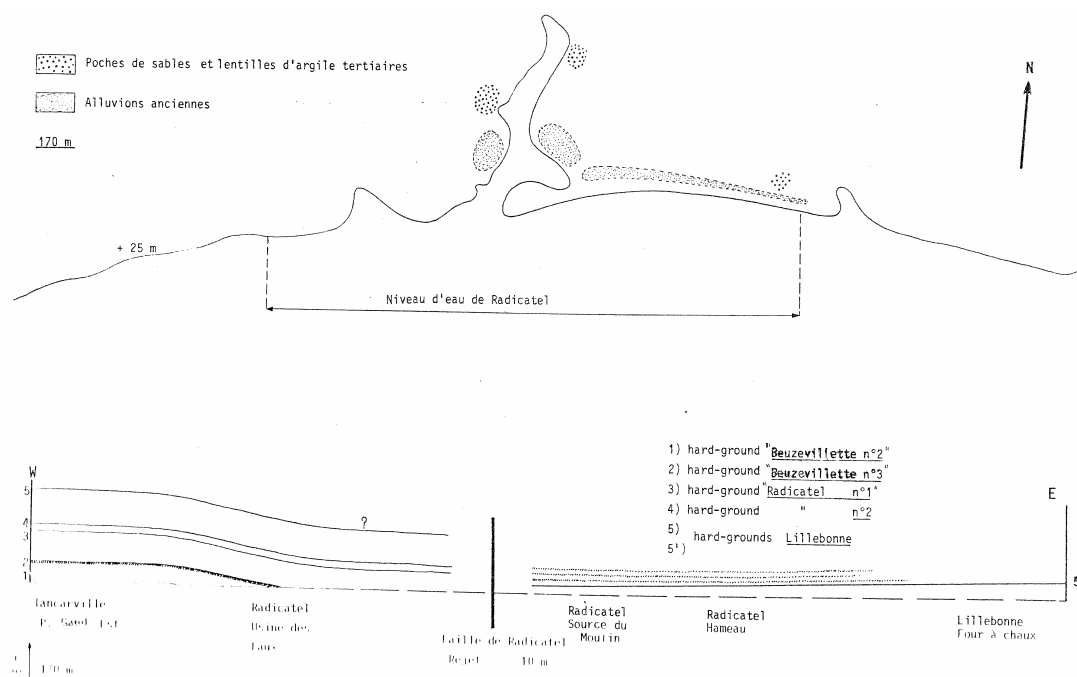


Figure II- 51 : Faille de Radicatel entre les sources de la Bruisseresse et du Moulin B (Ragot, 1988)

La recherche de la position de cette faille a fait l'objet de nombreuses sorties sur le terrain, afin de réaliser des levés de logs stratigraphiques des multiples affleurements présents au niveau des sources du Hameau de Radicatel. Les affleurements étudiés sont aux nombres de 7 sur une distance de 600 m, et ont nécessité un débroussaillage important de la végétation avant de pouvoir être exploités (Photo II- 4).



Photo II- 4 : Prise de vue de l'affleurement numéro 6 avant et après débroussaillage

Au cours de ces différents levés de coupes, nous avons pu identifier 4 lits de silex continus très massifs dans une craie blanche massive légèrement noduleuse à la base, que nous avons pu suivre tout au long du transect étudié. Ceci nous a permis de mettre en évidence de nombreux décalages entre les différents affleurements, ainsi que des pendages importants de ceux-ci.

Par ailleurs l’affleurement numéro 1 situé derrière la source du Moulin B, présente de très nombreux indices caractéristiques d’une zone de broyage. En effet, à gauche de la source, nous retrouvons les 4 lits de silex massifs subhorizontaux, puis brusquement ceux-ci marquent une flexure importante avec le basculement de certains silex jusqu’à une position verticale. La zone de flexure présente également de très nombreux silex éclatés se débitant en esquilles très fines auxquels s’ajoutent de très nombreuses fractures parallèles de direction N135-150. L’affleurement prend ainsi un aspect désorganisé mais permettant toujours de suivre les 4 lits de silex. Puis à droite du bâtiment de la source, il y a un changement assez net de l’organisation des lits de silex, ainsi que de la texture de la craie. Les lits de silex ne sont plus massifs, ils apparaissent plus noduleux et constitués de silex plus petits. La craie devient beaucoup plus noduleuse et se débite en petits parallélépipèdes décimétriques. Par ailleurs, il est important de noter que les différentes sources situées au pied de la falaise, sont toujours localisées au niveau de fractures de la craie massive noduleuse. Au vu de ces nombreux indices nous considérons que cette zone fortement fracturée, représente la zone de broyage de la faille décrite par Ragot (1988). Cette faille est notée Ff ou faille du Moulin dans la suite du manuscrit.

La zone située entre la source de la Bruisseresse et le talweg du Pont de Navarre n’a pu être étudiée à cause du très faible nombre d’affleurements présents, et de la végétation très dense.

Les Figure II- 52 et II-53 synthétisent les éléments présentés précédemment situés entre la source du Moulin B et le talweg du Pont de Navarre.

Ouest

Est

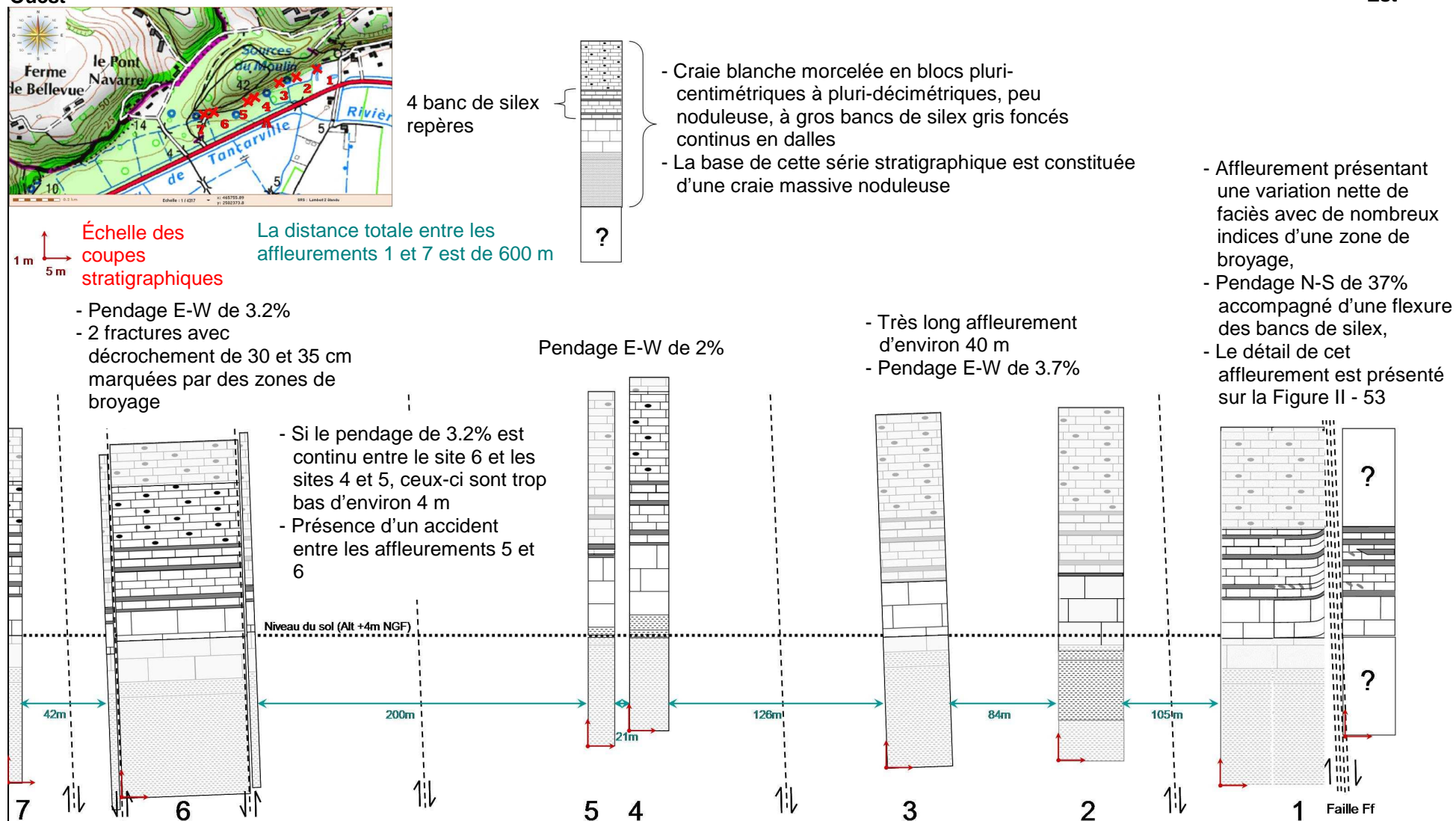
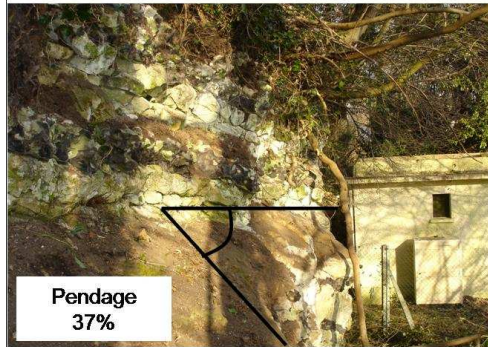


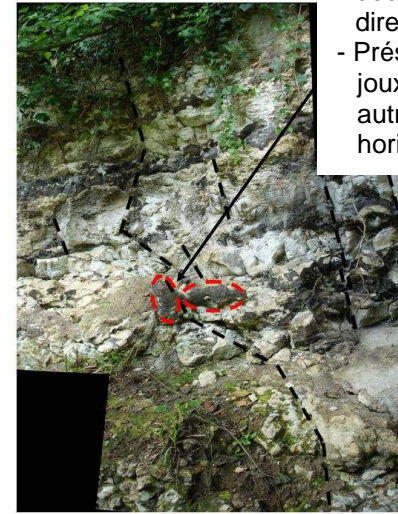
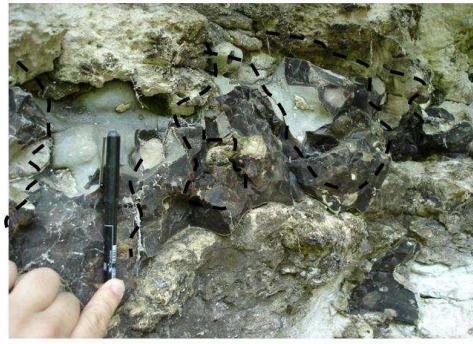
Figure II- 52 : Schéma synthétique des différents affleurements étudiés au niveau des sources du hameau de Radicatel

L'affleurement numéro 1, situé de part et d'autre de la source du Moulin B, possède des dimensions importantes de 25 m de long et 5 à 6 m de haut. Celui-ci présente de nombreux indices laissant penser à une zone de broyage d'une faille. De plus le pendage anormal des strates (N-S de 37%) démontre une zone d'intense déformation.



Vue latérale de l'affleurement et mise en évidence d'un pendage de 37% d'orientation N-S.

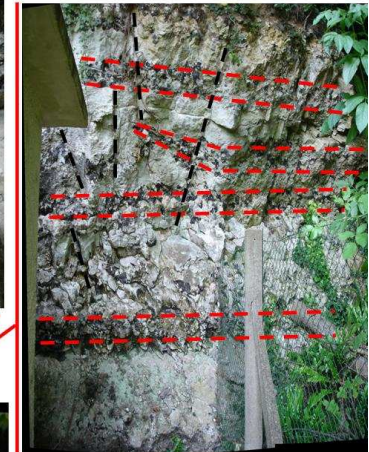
Présence de très nombreux silex pulvérisés sur les plans de fractures témoins de contraintes de déformations intenses.



- Très nombreuses fractures découpant l'affleurement selon la direction N135-150,
- Présence d'un silex basculé jouxtant une fracture ainsi qu'un autre silex disposé horizontalement.



- 4 lits de silex massifs continus (pointillé rouge) dont l'aspect visuel et les écartements sont similaires aux bancs repères sur les affleurements 4 et 5,
- Ces lits de silex subhorizontaux subissent une remontée brutale et très marquée,
- Mise en évidence d'un basculement progressif de silex de la position horizontale jusqu'à une position verticale sur une distance de 4m



- La craie est moins massive et se débite sous la forme de petits blocs décimétriques,
- Les lits de silex sont de nature noduleuse et non plus massive comme à gauche de l'affleurement,
- Très nombreuses fractures découpant l'affleurement selon la direction N135-150

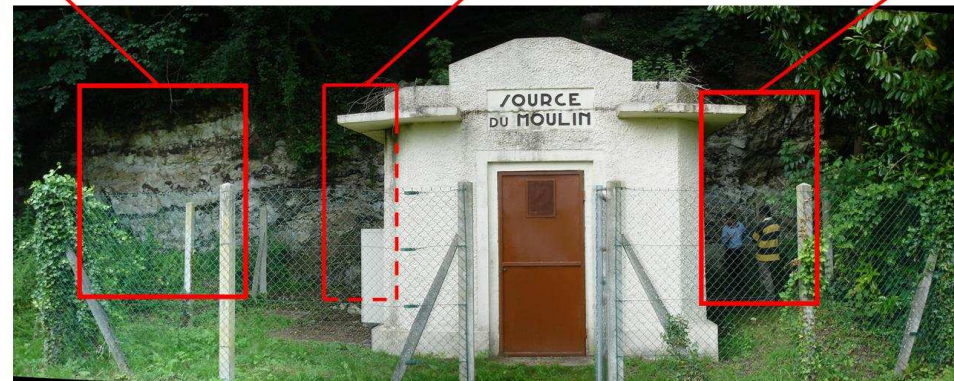


Figure II- 53 : Eléments descriptifs d'une zone de broyage de part et d'autre de la source du Moulin B marqueur de la présence de la faille du Moulin ou faille Ff

Comme nous venons de le dire, la multitude d'indices de fracturation et de basculement de blocs selon des pendages importants, permet de penser que cette zone correspond bien à une zone perturbée, pouvant avoir eu un impact sur le karst de restitution lors des différentes variations eustatiques notamment lors des phases d'enneigements. Par ailleurs, l'étude menée par (Battarel et Lakshaman, 1981) a relevé la présence de nombreux linéaments au niveau des sources de la Bruisseriesse et du Moulin B. Le réseau de fractures apparaît en amont des deux sources, au niveau des vallées sèches de Bois Coiffé (13) et de la Constantinière (14) à l'Ouest et dans le bois d'Harcourt (7) à l'Est.

- *Vallon du Vivier (8)* : De nombreux indices morphologiques sont également observés en amont de la source du Four aux Veaux, au niveau du Val Eglantier, de la Cote de l'Abbesse, du Val de Geai et du Petit Val. En effet, ces vallées sèches ont une morphologie en forme de baïonnettes pouvant traduire l'influence d'une fracturation sous-jacente.

Nous avons vu dans le chapitre 1.2.3.2 que le Val de Geai présente les traces d'un piégeage sédimentaire tertiaire. Il est reconnu dans la littérature que ces piégeages sont localisés dans des dépressions d'origine karstique ou bien dans des fossés d'effondrement (Hauchard, 2001 ; Laignel *et al.*, 2002 ; Laignel, 2003).

→ Plaine alluviale de la Seine (9)

Nicolesco (1956) a décrit un pendage important du toit de l'Albien au niveau de la plaine alluviale de la Seine. En effet, entre le forage CH1 de l'usine de Radicatel et un forage en bordure de Seine, Nicolesco écarte l'hypothèse d'un pendage important du toit de l'Albien (1.5%), et avance l'hypothèse d'un accident entre ces deux points avec un rejet de 28 m. Cet accident peut être mis en relation avec la faille supposée présente sur le schéma structural de Ragot (1988).

• *Synthèse cartographique des accidents*

La Figure II- 54 fait la synthèse de ces différents linéaments ou accidents qui ont été décrits dans la bibliographie. Nous retrouvons la direction N50-60 qui a été relevée par l'étude de la CPGF en 1982 (Battarel et Lemoine, 1982) et Ragot (1988).

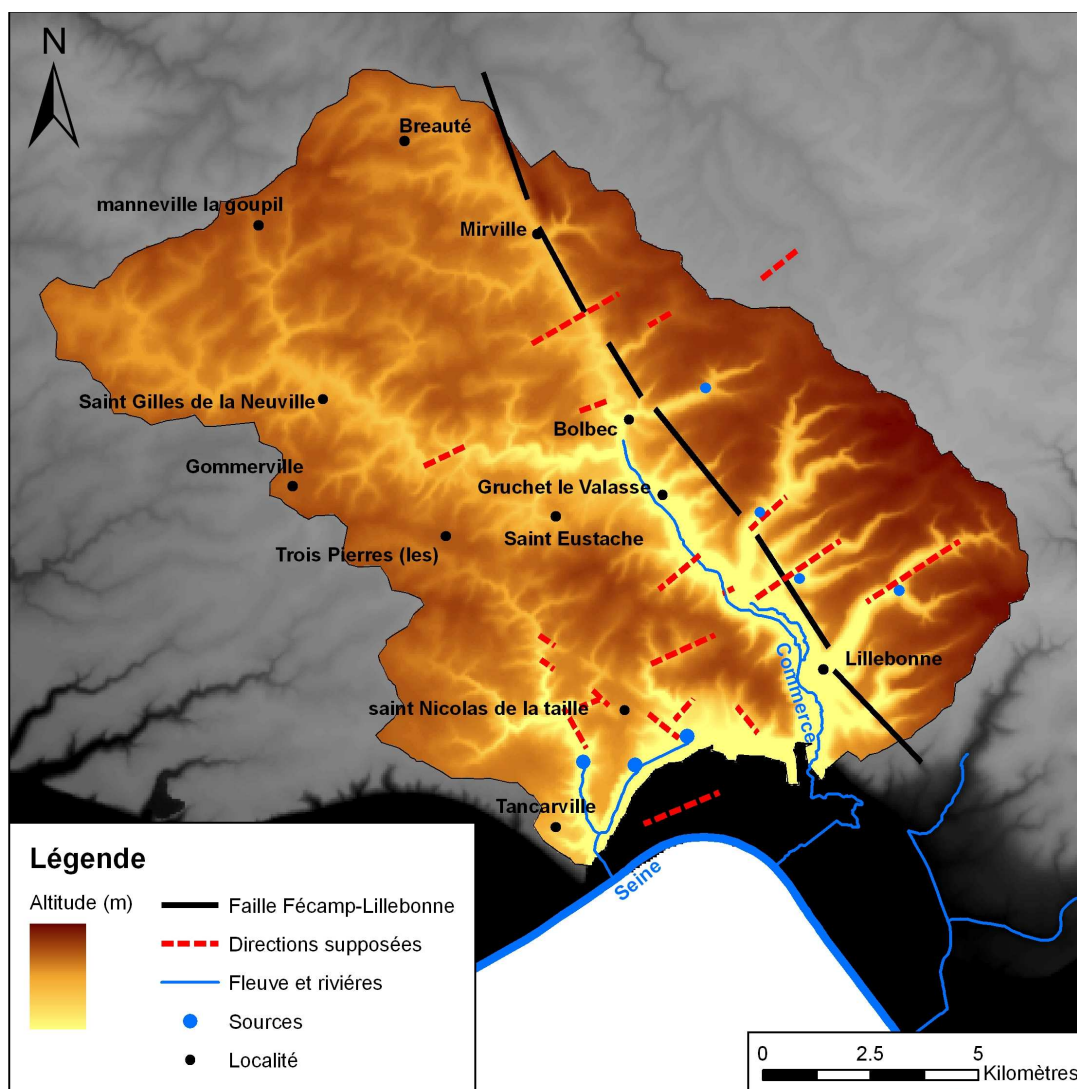


Figure II- 54 : Synthèse des indices de fracturation dans la zone d'étude

Ces très nombreux indices de fracturation à proximité des sources de Radicatel démontrent la présence d'un possible découpage du substratum pouvant avoir un impact sur les directions d'écoulement.

II.2.2.3 Coupe stratigraphique à l'Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne à partir du toit de l'Albien

Pour que ces indices de fracturation aient un impact notable sur le comportement de la nappe, ceux-ci doivent avoir un développement non négligeable. Nous entendons par cela, que ces accidents doivent modifier la géométrie de la nappe. Dans le paragraphe I.1.1.1, nous avons vu que le toit de l'Albien constituait la base de la nappe de la craie et donc un niveau repère essentiel. Nous proposons ainsi l'étude de l'évolution du toit de l'Albien à proximité de la faille Fécamp-Lillebonne afin d'affiner le contexte structural local et mieux de comprendre son rôle sur le fonctionnement hydrologique du site d'étude.

Nous avons donc réalisé une coupe stratigraphique le long de la faille Fécamp-Lillebonne à l'Ouest de celle-ci, dans la gouttière sudsidente décrite par Ragot (1988). Pour cela nous avons travaillé à partir de logs stratigraphiques de forages localisés dans le compartiment sur-affaissé et atteignant le niveau de l'Albien. La coupe parcourt une distance de 16 Km, du forage de Breauté au Nord jusqu'au forage du Feu du Mesnil en bordure de Seine (15) (Figure II- 55).

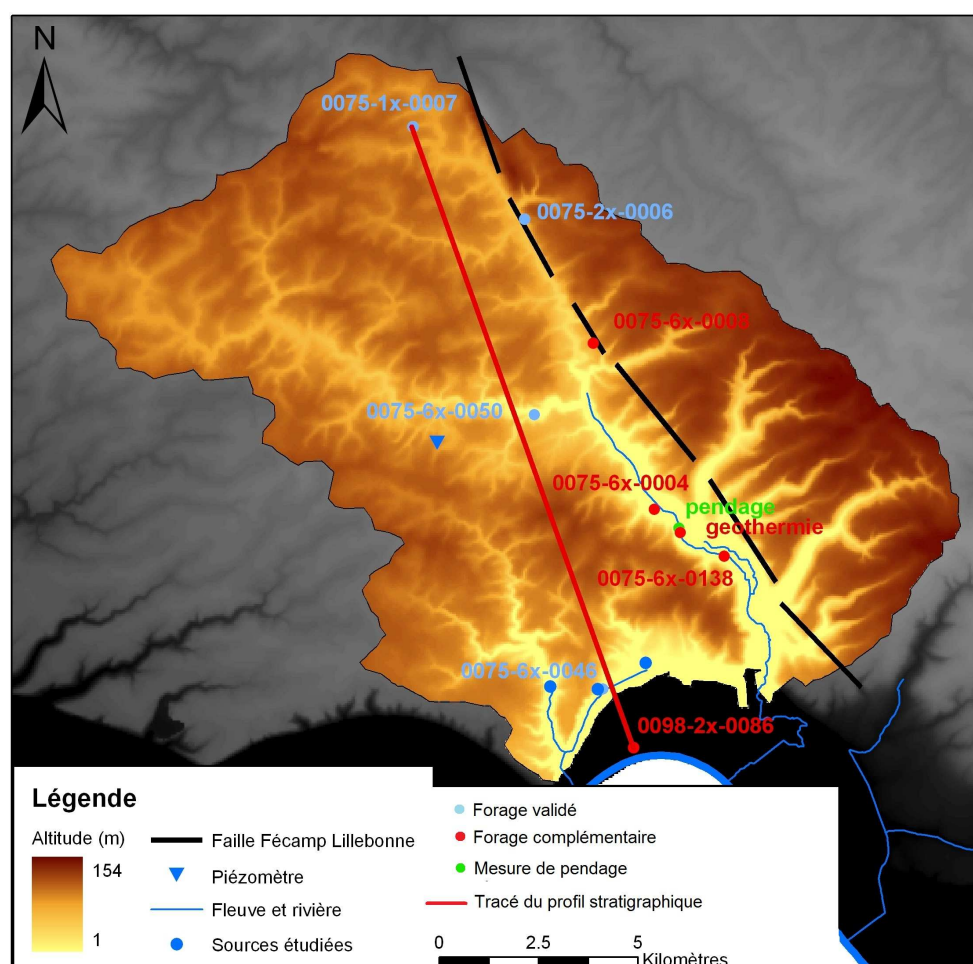


Figure II- 55 : Localisation de la coupe stratigraphique dans la gouttière affaissée

L'Albien (N7) est très reconnaissable par rapport à la série crétacée superposée. Cet étage est marqué par des argiles bleues à noires en alternance avec des lits de sable, alors que la base du Cénomanién est marquée par des sables verts (Lauverjat, 1965). Cette différenciation très marquée est donc facilement reconnaissable par les auteurs des logs stratigraphiques.

Les forages ont été compilés à partir de la base de données en ligne du BRGM (www.infoterre.com). Nous avons retenu 4 forages validés par le BRGM. Les logs validés par le BRGM correspondent à des ouvrages dont les logs stratigraphiques initiaux (format papier) ont été repris et validés lors de la numérisation.

Le faible nombre de forages de référence nous a contraint à compléter l'inventaire par quelques forages dont les positions ou les données stratigraphiques viennent apporter des informations importantes à notre travail (Tableau II- 8). Nous avons ainsi pu bénéficier d'un total de 9 forages, auxquels viennent s'ajouter des mesures et des observations faites sur le terrain.

Référence des forages	Localisation (commune)		Altitude (m)	Validation du Log par le BRGM
00751X007 F	Bréauté	F1	109	OUI
00752X006 F	Mirville	F2	84	OUI
0756X0008 F	Bolbec	F3	100	NON
00756X0050 F	Saint Eustache	F4	56	OUI
00756X0004 F	Saint Marcel	F5	32	NON
F1 et F2	Gruchet le valasse	F6	33 et 28	NON
00756X0138 F	Le Becquet	F7	10	NON
00756X0046 F	CH1 Radicatel	F8	5	OUI
00982X0086 F3	Radicatel (Feux Mesnil)	F9	1	NON

Tableau II- 8 : Liste des ouvrages utilisés pour la construction de la coupe stratigraphique

Pour la construction de notre coupe stratigraphique (Figure II- 56), les épaisseurs des différentes couches sont considérées comme constantes, leurs valeurs sont issues de la bibliographie (compilation de Laignel, 2003). De plus, nous avons considéré que les couches possèdent un pendage de 5 ‰ (Ternet, 1969 ; Hauchard, 2001).

Sur le terrain, nous avons mesuré le pendage de 2 lits de silex au niveau d'un affleurement de craie sur le chantier de l'abbaye de Gruchet le Valasse entre les forages de la Ferme Saint Marcel F5 (00756X0004 F) et du Becquet F7 (00756X0138 F), et à proximité immédiate du forage F6 (F1). Ce pendage de 4%, de direction S-N est bien supérieur à celui normalement admis (Photo II- 5).



Photo II- 5 : Mise en évidence d'un pendage S-N de 4% des lits de silex (pointillés rouges) à l'abbaye de Gruchet le Valasse lors des travaux du parc Eana

PARTIE II - Contraintes climatiques et physiques sur la réponse hydrologique globale

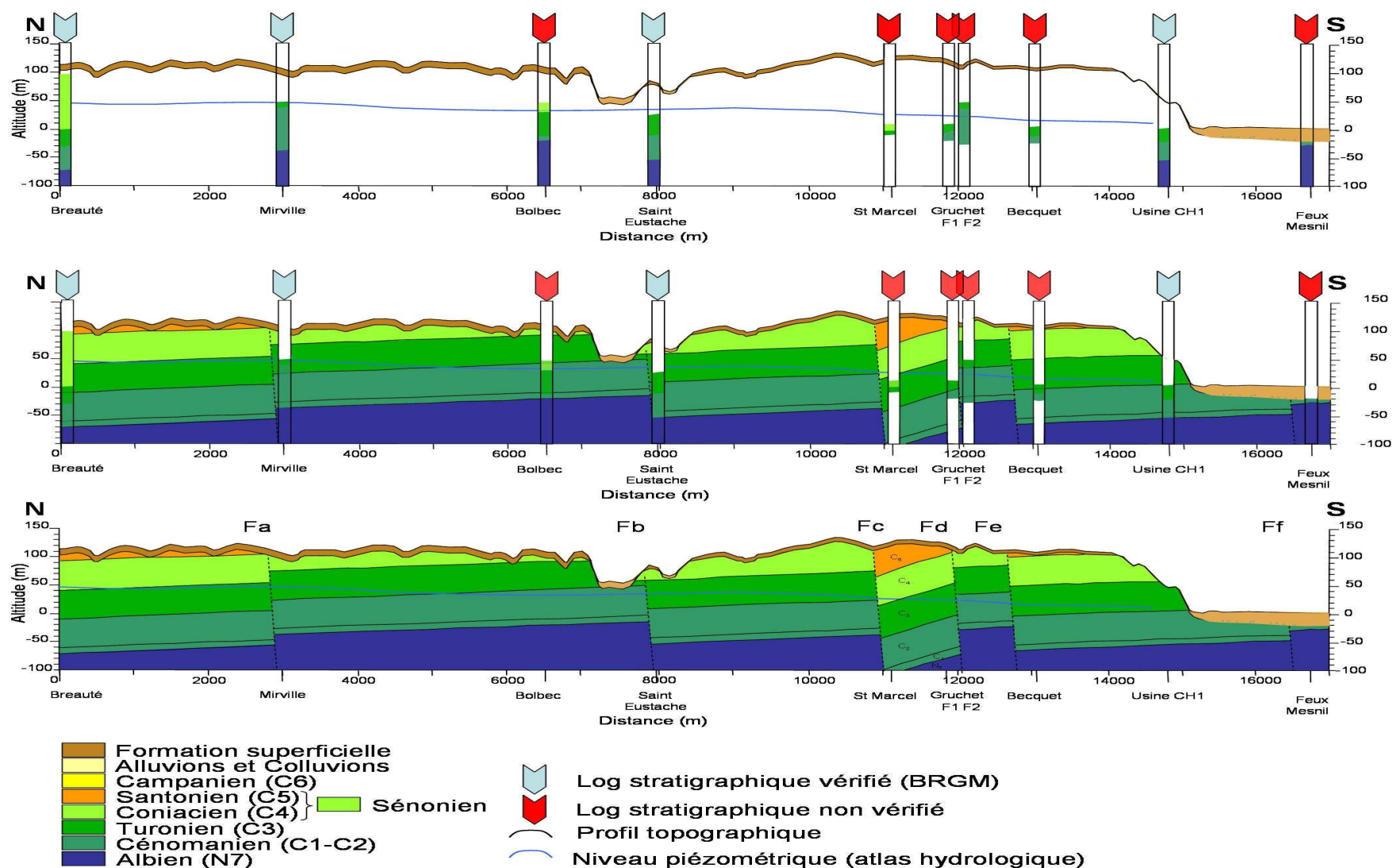


Figure II- 56 : Coupe stratigraphique schématique de la gouttière subsidente à l'Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne

La construction de cette coupe stratigraphique de la gouttière affaissée met en évidence l'existence de 6 blocs tectoniques. Ces blocs sont délimités par des failles (Fa, Fb, Fc, Fd, Fe et Fg) pouvant avoir des rejets allant de 10-15 m à 30-40 m au maximum. La position des failles a été recoupée avec les descriptions faites dans la bibliographie lorsqu'elles étaient suffisamment précises (Fb, Fc, Fd, Fe). Pour les autres, les positions sont plus approximatives (Fa et Fg) et peuvent être sujettes à plus de discussions. La faille Ff ou faille du Moulin correspond à la faille décrite par Ragot (1988) et positionnée par Haurchard et Laignel (2008).

II.2.2.4 Proposition d'un schéma structural pour le secteur d'étude

La construction de cette coupe stratigraphique complétée par les informations bibliographiques nous permet de construire un schéma structural plus précis de notre zone d'étude (Figure II- 57).

Bien que nous ayons démontré l'existence de ces accidents perpendiculaires à la faille Fécamp-Lillebonne selon des directions proches de la direction N50-60°, il nous est difficile de véritablement connaître leur extension. Il apparaît néanmoins intéressant de constater que les extensions que nous proposons se positionnent dans le prolongement des vallées suivantes, du Nord au Sud : Fa avec la Vallée de Manéglise, Fb avec Rogerville, Fc avec Oudalle, Fd avec Sandouville et Fe avec le Cap du Hôde.

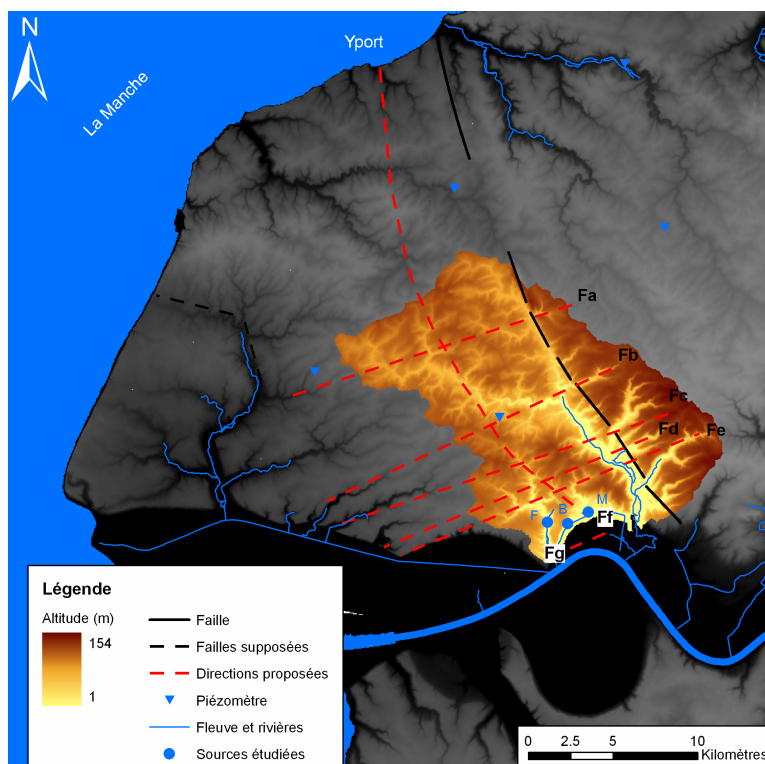


Figure II- 57 : Proposition de schéma structural de la zone d'étude. La faille Ff est positionnée en fonction du schéma structural de Hauchard et Laignel (2008)

La position de la faille Fb ainsi que son orientation ont été guidées par les travaux de Slimani (2009). Slimani (2009) et Slimani *et al.* (2009) ont travaillé sur le comportement des fluctuations piézométriques et ont établi une classification des différents comportements piézométriques de la région Haute Normandie, en fonction de leur position par rapport au contexte structural. Pour ce faire, ils ont sélectionné 45 piézomètres sur lesquels ils ont mené une étude statistique permettant de les classer en quatre groupes selon leur fonctionnement hydrologique. Ils ont également mis en évidence l'importance de la position de ces piézomètres par rapport au contexte structural régional. Ces travaux montrent que le piézomètre des Trois Pierres situé à l'Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne dans le compartiment affaissé a été classé comme étant un piézomètre possédant un comportement de piézomètre situé sur un compartiment surélevé.

La construction de la coupe stratigraphique montre l'existence d'un bloc surélevé entre les forages de Mirville et de Saint Eustache. Le piézomètre des Trois Pierres se situe à proximité immédiate de ce compartiment surélevé. On peut donc émettre l'hypothèse que la faille Fb passe entre le piézomètre des Trois Pierres et le forage F4 (00756X0050 F).

– Mise en évidence des circulations karstiques grâce aux traçages

Les traçages peuvent apporter des éléments de réponse concernant les relations pouvant exister entre un réseau de failles et/ou de fractures, les circulations souterraines et leurs rôles dans la mise en place et le développement du karst.

Bien que le champ captant de Radicatel soit l'une des principales ressources en eau de la ville du Havre et que la vallée du Commerce soit le lieu de nombreux captages d'eau, très peu de traçages ont été réalisés afin de déterminer les limites des zones d'alimentation de ceux-ci. La Figure II- 58 montre les quelques traçages qui ont été réalisés dans la vallée du Commerce et ainsi qu'au niveau des sources de Radicatel.

Ces traçages montrent la déconnexion entre les bassins versants superficiels et les bassins versants souterrains. En effet, on peut voir une connexion entre la vallée du Commerce et les sources de Radicatel, ainsi qu'entre l'amont du bassin versant du Commerce et les sources. Les vitesses de circulation mises en évidence sont importantes (plusieurs centaines de mètres par heure) et caractéristiques de circulations karstiques.

La connexion existant entre le bassin versant du Commerce et les sources de Radicatel, couplée à la continuité de l'écoulement entre le compartiment surélevé et le compartiment affaissé démontre que les sources de Radicatel, sont l'un des exutoires du bassin versant du Commerce. Il y a donc capture du bassin versant du Commerce par l'hydrosystème de Radicatel.

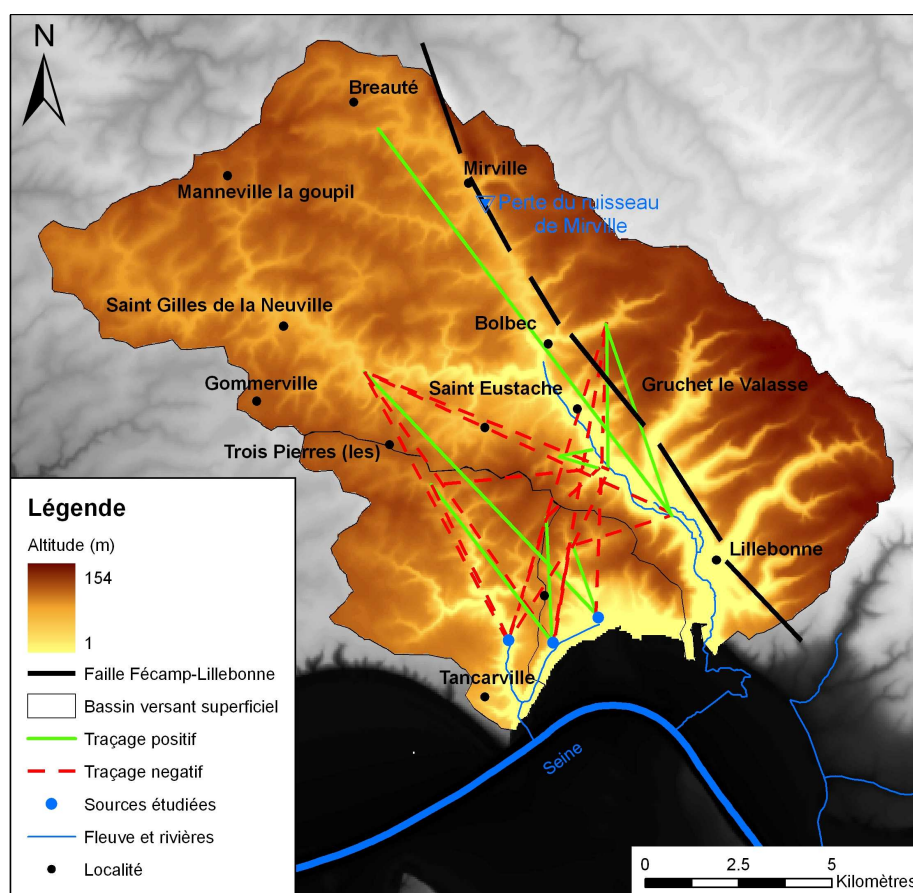


Figure II- 58 : Synthèse des différents traçages sur la zone d'étude

A noter que nous n'avons pas représenté sur la figure ci-dessus, les résultats des traçages effectués par (Battarel et Lemoine, 1982). Cette expérience de traçage concluait à des réponses positives aux sources de Radicatel, ainsi que pour les très nombreux points de suivi dans la vallée du Commerce (sources et forages sans exception). Les courbes de restitution enregistrées ne présentent pas de pics de concentration mais juste quelques points marquant de très légères augmentations de la concentration du traceur, concentrations toujours très faibles. Par ailleurs, de nouveaux résultats de traçage viennent remettre en cause les conclusions de ce traçage. En effet, un traçage a été réalisé par le bureau d'étude IDDEA en 2010 (IDDEA, 2010) à partir de la source du Commerce en reprenant le même protocole et avec les mêmes conditions hydrodynamiques (débit de la rivière, niveau piézométrique). Les résultats de cette nouvelle étude montrent deux choses :

- La direction prise par le traceur révèle qu'il existe bien une circulation rapide de l'ordre d'une centaine de mètres par heure entre la source du Commerce et deux forages situés dans la vallée du Commerce (Ferme Saint Marcel, Forage du Becquet), mettant en évidence des pertes dans le lit de la rivière du Commerce, confirmant les observations de perte dans le lit de la rivière avant le bourg de Bolbec (Calba, 1988). Cette connexion peut induire deux chemins de circulation : (1) la connexion source/forage ne tient pas compte de

la présence des deux failles (Figure II- 59a), (2) le traceur a été guidé par la faille supposée d'orientation N60 puis par la faille Fécamp-Lillebonne (Figure II- 59b). Nous excluons un apport du traceur par la rivière car les vitesses de circulation des eaux de la rivière sont de l'ordre de 700 à 800 m/h au moment du traçage.

- La deuxième information de ce nouveau traçage est la réponse négative des trois sources de Radicatel au traceur. Ces résultats sont en contradiction avec la campagne réalisée en 1982.

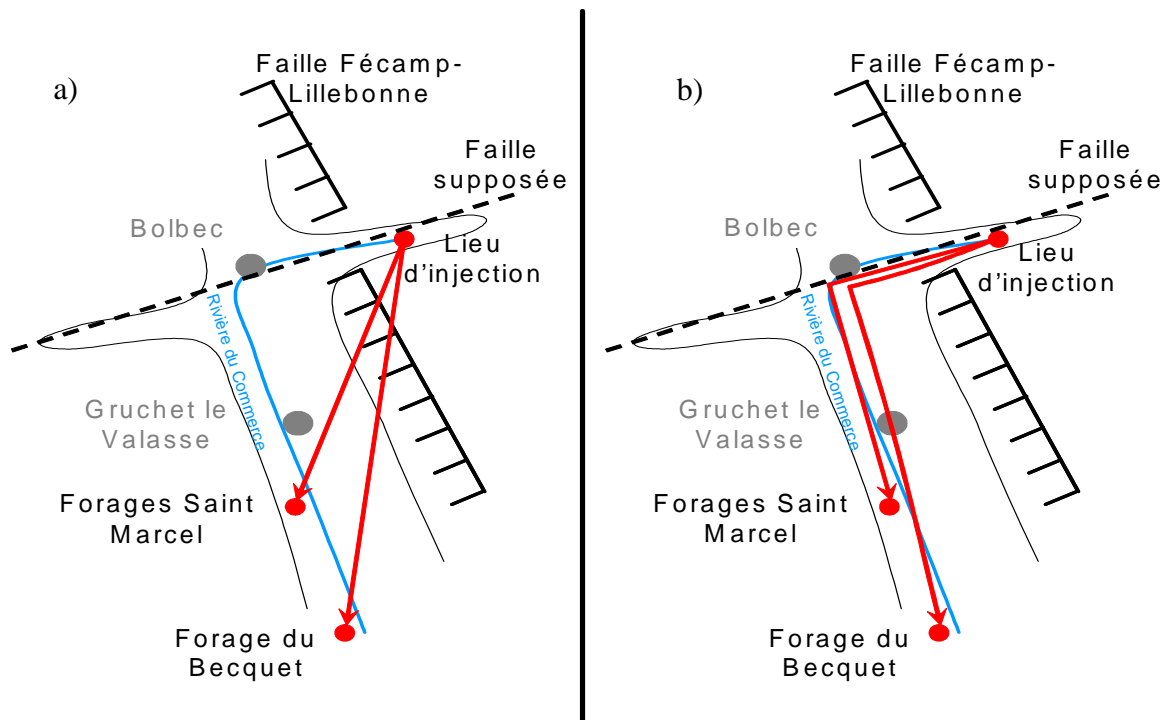


Figure II- 59 : Hypothèse du parcours du traceur entre la source du Commerce et les forages présents dans la vallée du Commerce. a) trajet direct selon le gradient hydraulique, b) trajet indirect.

Les réponses positives des forages présents dans la vallée du Commerce peuvent s'expliquer grâce à deux hypothèses :

- (1) Le gradient hydraulique est le moteur principal des écoulements souterrains, l'impact de la faille Fécamp-Lillebonne est dans ce cas minime.
- (2) La source du Commerce se situe sur le compartiment est surélevé, la rivière s'écoulant alors sur des formations imperméables excluant toute perte vers la nappe de la craie. Les pertes doivent donc apparaître au contact entre les formations calcaires du compartiment est et le niveau imperméable de l'Albien du compartiment ouest.

Ces nouvelles informations portées à notre connaissance nous permettent de conclure que les résultats positifs du traçage de 1982 sont issus d'une contamination potentielle des échantillons et donc d'invalidier ces résultats.

Dans la vallée du Commerce, on voit bien l'impact de la faille sur la direction des écoulements, avec notamment le long traçage orienté N150-160°. La faille dirige par

conséquent les écoulements souterrains mais avec des vitesses de circulation faibles ($< 50 \text{ m.h}^{-1}$). Ce traçage positif démontre l'existence de circulations parallèles à la faille, mais les faibles vitesses peuvent être l'indice d'un colmatage important des fractures associées à cette même faille.

Concernant les autres traçages positifs (Ginger Environnement, 2007 ; IDDEA, 2010), nous constatons que les zones d'alimentation de la source de la Bruisseresse et du Moulin B ont capturé le bassin versant de la source du Four aux Veaux et celui du Commerce. Les directions suivies par les traceurs suivent celle de la faille mise en avant par les travaux de Ragot (1988).

Les circulations rapides toujours supérieures à 170 m.h^{-1} traduisent la présence d'un système karstique très actif qui draine la nappe de la craie. Ce drainage de la nappe selon la direction N150 est suffisamment important pour être visible sous la forme d'une dépression marquée sur l'atlas hydrogéologique de la Seine Maritime (Roux *et al.*, 1981).

Les récents traçages (IDDEA, 2010) mettent en évidence que la source du Moulin B capture le Haut bassin de la rivière du Commerce grâce à la faille du Moulin de façon similaire à ce qui s'est produit de façon totalement symétrique sur la bassin d'alimentation du captage d'Yport sur le versant côté Manche de la pointe de Caux (Figure II- 60).



Figure II- 60 : Limites actuelles des BAC des trois principaux sites de production d'eau potable de la CODAH : Radicatel, Yport et Saint Laurent de Brévedent

On peut d'ailleurs voir ce conduit tel qu'il a été inspecté par un sous-marin téléguidé lors de l'inspection du forage d'Yport par la CODAH en 2007 (Photo II- 6). Ce conduit totalement noyé fait 4 mètres sur 5 et est inféodé au cadre tectonique et se positionne dans l'axe de la faille du Moulin.

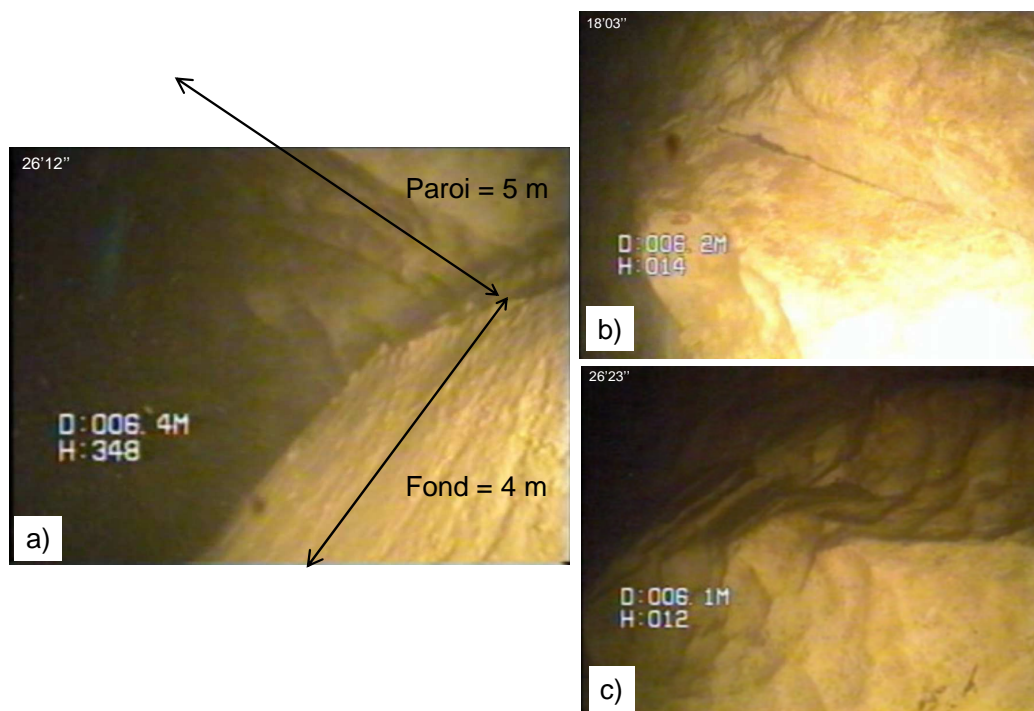


Photo II- 6 : Conduit karstique de Yport totalement noyé (a), inféodé à la fracturation (b) sur lequel un dépôt sédimentaire sableux est visible (c)

Le traçage ayant mis en évidence la capture du Haut Commerce a été réalisé à partir d'une béttoire située sur le trajet faille du Moulin (Figure II- 61).

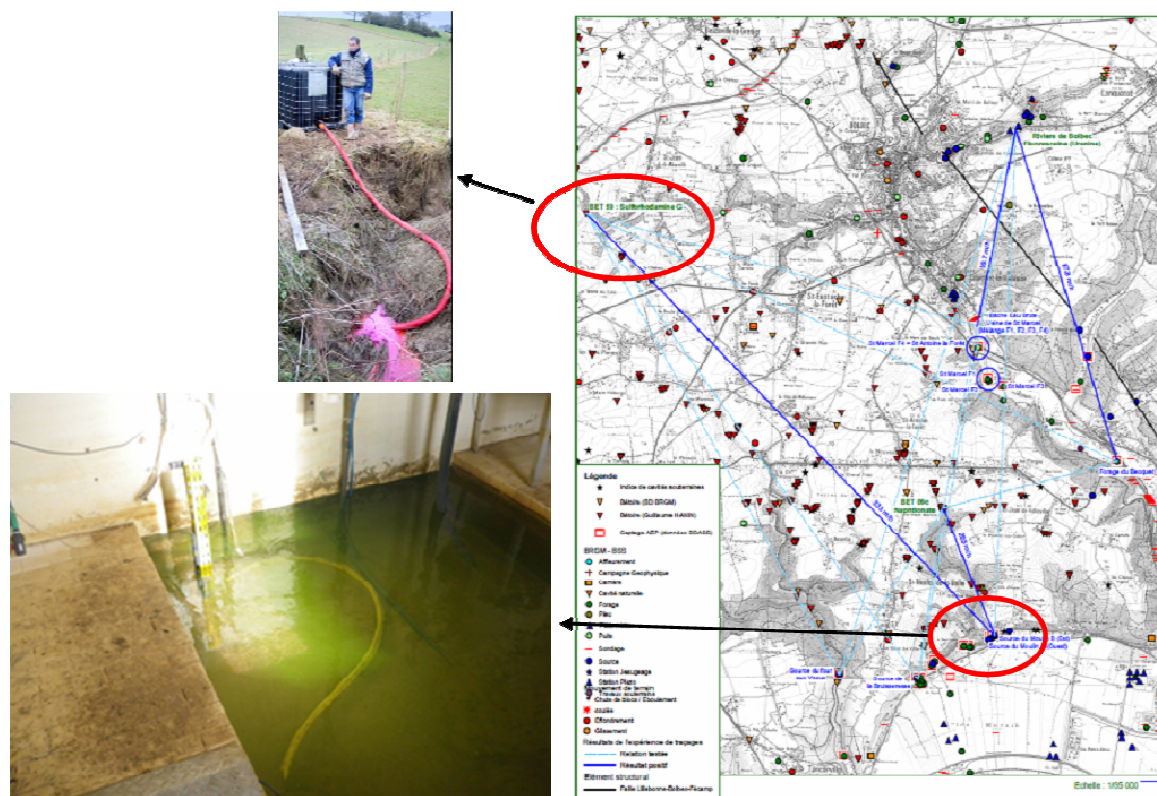


Figure II- 61 : Traçage positif entre la Béttoire Bet 59 et la source du Moulin B suite à l'expérience menée par IDDEA. Le panache de Sulforhodamine est particulièrement visible (IDDEA, 2010)

Les résultats de ce traçage montrent une percée hydrokarstique de 9.2 Km avec une vitesse de circulation du traceur de 334 m.h⁻¹ et un taux de restitution de 62% (Figure II- 62). La courbe de distribution des temps de séjour du traceur a un profil typiquement unimodal caractéristique d'une circulation concentrée dans un drain karstique très efficace.

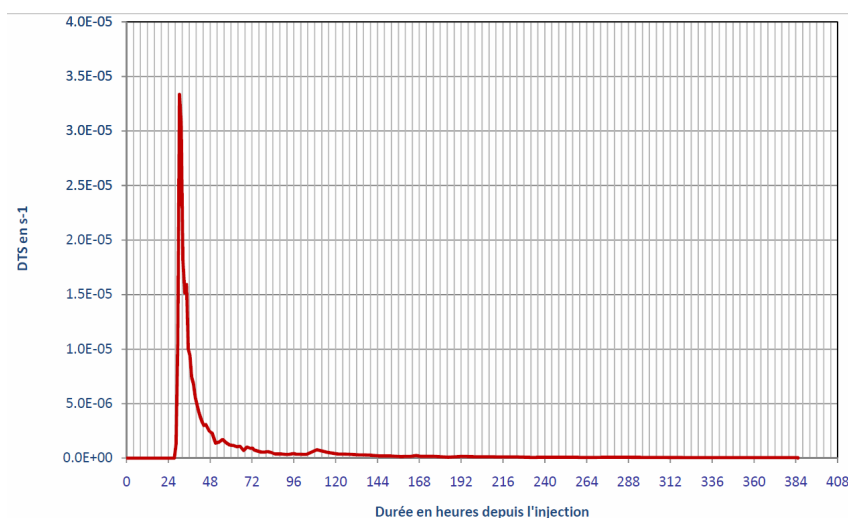


Figure II- 62 : Distribution des temps de séjour du traçage réalisé à partir de la béttoire située sur la faille du Moulin avec un taux de restitution de 62% et une vitesse de 334m.h⁻¹ (IDDEA, 2010).

A ce jour, les résultats des différentes expériences de traçages indiquent qu'il existe des connexions rapides à caractère karstique entre les points d'engouffrements et les sources de Radicatel. Il est néanmoins impossible de véritablement déterminer les limites d'alimentation de chaque source. En effet, l'imprécision de certains traçages ne nous permet pas de détailler l'arrivée des traceurs entre les sources du Moulin B et de la Bruisseresse. Sur la Figure II- 58, on voit deux traçages positifs à la source de la Bruisseresse, mais cette représentation est le fruit d'une superposition de la source et de l'usine de traitement des eaux. Ces deux traçages sont positifs à la bêche de mélange des eaux brutes issues de la source de la Bruisseresse, mais également de la source de Moulin B et des différents forages. Par conséquent, on peut seulement dire que la source du Moulin B est positive à tous les traçages effectués et que la source du Four aux Veaux a toujours été négative.

Ces récentes expériences de traçages ont néanmoins permis d'affiner les limites du Bassin d'Alimentation du Captage (BAC) de Radicatel (dans son ensemble) (Figure II- 60). La surface estimée de celui-ci est de 84 Km² et il s'étend du Sud au Nord jusqu'à la commune de Manneville la Goupil. Cette commune est actuellement le point de partage des eaux des trois principaux sites de production d'eau potable de la CODAH.

Les limites des BAC des différents captages sont à l'heure actuelle temporaires, car de nouvelles expériences de traçages vont avoir lieu au cours des mois à venir, notamment de nouveaux traçages pour le BAC de Radicatel afin de discriminer les limites d'alimentation

des trois sources, de connaître l'extension maximale au Nord et de définir précisément la limite Est avec la vallée du Commerce.

II.2.2.5 Hypothèses du rôle des failles sur les écoulements souterrains à l'échelle locale

A partir de la coupe stratigraphique que nous avons établi, du schéma structural et des quelques tracés à notre disposition, nous pouvons proposer un schéma conceptuel des directions des écoulements de la nappe de la craie au sein de notre zone d'étude (Figure II- 63 et Figure II- 64).

Le système alimentant les sources de Radicatel est encadré par deux failles ; la faille de Fécamp-Lillebonne à l'Est et la faille de Ragot à l'Ouest. Ces deux failles délimitent un graben jouant le rôle de collecteur et de réservoir des eaux souterraines. Par ailleurs, le synclinal faillé décrit par Ragot, se surimpose à la gouttière formée par le mur de la nappe de la craie. Les écoulements souterrains sont donc concentrés et orientés selon une direction N-S, constituant un réservoir immense et fracturé s'écoulant vers les sources de Radicatel.

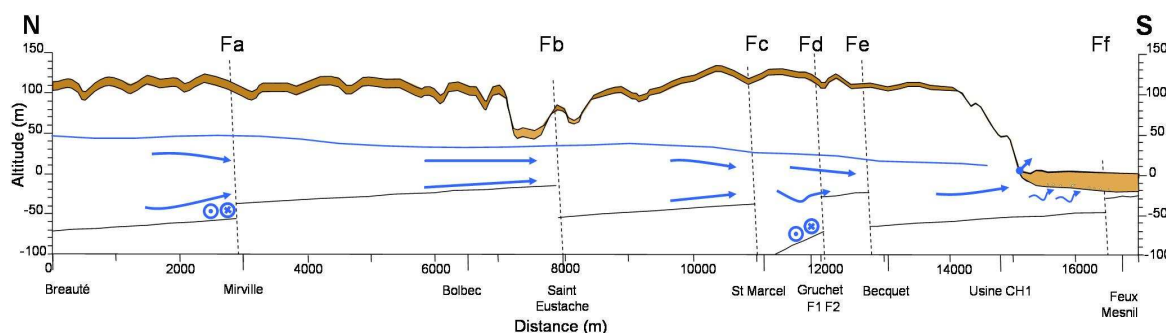


Figure II- 63 : Schéma des directions d'écoulements souterrains (⊗ et ⊙ indiquent des écoulements longeant les failles Fa et Fd)

Comme nous l'avons vu précédemment, les rejets des failles mises en évidence peuvent atteindre 30 à 40 m. Ceci a pour conséquence de mettre en contact des terrains non perméables avec des niveaux aquifères.

Ainsi, le rejet de la faille Fa est de l'ordre de 15 à 20 m mettant en contact l'Albien et le Cénomanien. La réduction de la puissance de la nappe a certainement contraint les écoulements, favorisant l'établissement d'un drainage karstique. Au contact Cénomanien/Albien, des écoulements latéraux au plan de faille peuvent apparaître.

La faille Fd offre le même cas de figure, mais avec un rejet de 40 m. La nappe subit alors un pincement très important avec une section passant de 100 m à 50 m en à peine plus de 3 Km. De plus cette faille Fd délimite un bloc basculé effondré avec la faille Fc, très certainement très fissuré. La forte contrainte à l'écoulement couplée à un substrat fissuré engendre une circulation concentrée avec de possibles écoulements latéraux.

La faille Ff (dont la position n'est pas déterminée précisément), permet aux formations imperméables de remonter fortement, constituant ainsi le pincement terminal de la nappe de la craie.

Ces directions d'écoulements ne peuvent se réaliser que si les fractures associées aux failles ne sont pas colmatées par un remplissage argileux provenant de la dissolution de l'encaissant ou bien encore par effet de soutirage des formations superficielles.

Le blocage terminal au niveau de la plaine alluviale de la Seine (niveau de base de la nappe) se traduit par une contrainte sur l'écoulement de la nappe de la craie. Celle-ci sort ainsi au niveau des sources de Radicatel sous la forme de sources de débordement.

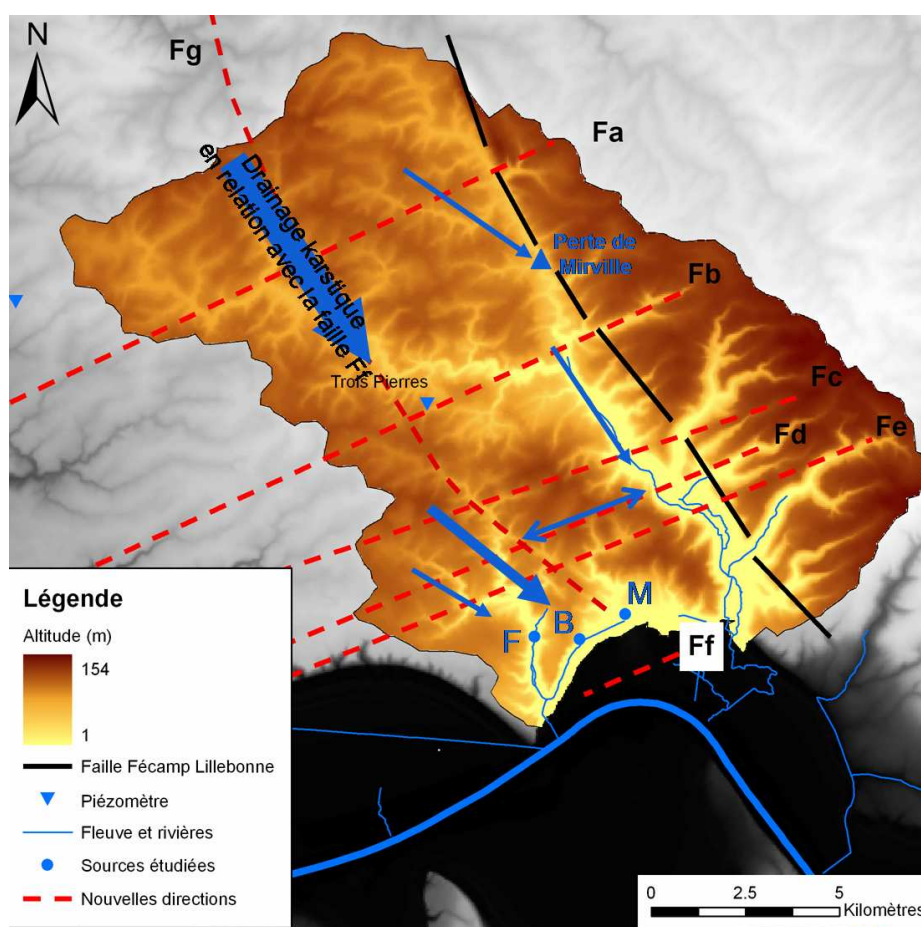


Figure II- 64 : Hypothèses des grandes directions d'écoulements alimentant les sources de Radicatel

II.2.2.6 Discussion et synthèse de mise en place du système karstique de Radicatel

Nous venons de le voir tout au long de ce chapitre, le contexte géologique du Bec de Caux a favorisé la constitution d'un formidable réservoir, réservoir inscrit localement dans un contexte très fortement tectonisé avec notamment la formation d'un graben le long de la faille Fécamp-Lillebonne. Cette relation étroite entre le contexte structural et

hydréogéologique, nous amène à établir l'histoire géologique des événements tectoniques et climatiques permettant la mise en place du système karstique de Radicatel.

L'histoire géologique du Pays de Caux est très ancienne et complexe. Le plateau crayeux constitue en effet une zone charnière essentielle à la frontière des blocs armoricain et ardennais (Hauchard, 2001 ; Hauchard et Laignel, 2008). L'organisation structurale de cette marge nord-ouest du Bassin de Paris repose principalement sur l'existence d'accidents tectoniques de direction armoricaine (N120-130, N150-160), ou varisque (N70), résultant de l'orogénèse hercynienne.

Accident structural majeur du Bec de Caux, la faille Fécamp-Lillebonne de direction armoricaine est héritée de l'orogénèse cadomienne (540 Ma) et est contemporaine de l'anticlinal du Pays de Bray (Mennillet, 1970 ; Juignet, 1988 ; Hauchard, 2001 ; Hauchard *et al.*, 2002a ; Hauchard et Laignel, 2008). Elle a rejoué lors de l'orogénèse Hercynienne (du Dévonien au Permien), orogénèse engendrant l'apparition d'accidents de direction N70. La faille Fécamp-Lillebonne a donc engendré une fracturation importante du massif crayeux associée à des failles secondaires. Dollfus (1898 in Wazi, 1988) note la présence de failles légèrement obliques par rapport à la faille Fécamp-Lillebonne dans une zone située entre Gravenchon et Lintôt-Raffetot. Grâce à l'étude du contexte structural du Bec de Caux et de la zone d'étude (cf. 0), nous avons établi l'existence d'un graben compartimenté parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne ; la compartimentation étant liée à la présence de failles secondaires de direction N50-60. Nous pouvons émettre l'hypothèse que ce graben est contemporain de la faille Fécamp-Lillebonne. Wazi (1988) fait la relation entre l'alignement E-W de poches karstiques entre Saint Gilles, Mont Criquet, et Bolbec traduisant l'existence probable d'une faille, d'une lanière ou un compartiment sud affaissé par rapport à la faille Fécamp-Lillebonne.

Au cours du Crétacé, les accidents orientés NW-SE ont joué en contrôlant la sédimentation (Ragot, 1988). Dans ce contexte, le Bec de Caux, moins subsident, est marqué par des hauts fonds sur lesquels des monticules carbonatés se sont implantés ; cette morphologie a engendré des glissements de masses donnant naissance à des plissements, des brèches et des minifailles distensives (Juignet, 1988).

- Au début du Tertiaire, au Paléogène, entre le Paléocène et l'Eocène, les sables et argiles du Thanétien et de l'Yprésien se sont déposés dans un contexte tectonique perturbé. En effet, à cette période (70 à 58 Ma), le Pays de Caux subit un affaissement, les accidents majeurs supposés (et les flexures) de directions armoricaines ont fonctionné. A l'Oligocène, le passage du Paléogène au Néogène (33-23 Ma) est marqué par une distension importante liée aux vitesses différentielles d'expansion océanique entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud. Ainsi au cours du Tertiaire, l'ensemble des failles a joué ou rejoué verticalement,

acquérant une part importante de leur rejet, puis en décrochement avec des structures plissées associées. L'ensemble des failles est alors mis en place et a déjà connu un certain nombre de phases de mouvements.

- A cause de l'orogénèse alpine (Pliocène), il y a un rejeu important des synclinaux, anticlinaux de direction armoricaine. Ce mouvement aboutit à la conservation des dépôts Paléogènes dans les synclinaux et les compartiments affaissés. Au niveau de la zone d'étude, ceci se traduit par le piégeage de galets avellanaires visibles notamment sur la coupe stratigraphique levée dans le Val de Geai (Commune de Saint Nicolas de la Taille) (Figure I- 12). Toujours au Pliocène, les sables de Lozère se déposent sur une surface débarrassée des dépôts Thanétien et Yprésien. Cette période correspond au début de la formation des argiles à silex (Laignel, 1997; 2003). Les sables de Lozère et les sables de Saint Eustache sont alors piégés dans les synclinaux et les compartiments affaissés (Hauchard, 2001; Laignel, 2003; Hauchard et Laignel, 2008). La présence de très importantes sablières le long de la frange ouest de la faille Fécamp-Lillebonne confirme l'existence d'une structure de type graben parallèle à cette dernière.

- Au début du Quaternaire, entre le Pléistocène inférieur et moyen, le plateau crayeux subit un soulèvement rapide et brutal de 50 m daté de 1 Ma, correspondant à l'épirogénèse normande. Ce soulèvement associé à un niveau eustatique bas (-70 à -100 m) engendre les conditions d'un encaissement généralisé du réseau hydrographique. L'encaissement généralisé du réseau hydrographique de cette période a été associé à des terrasses alluviales de la Seine situées à une altitude de +50 m NGF et cette évolution du profil de la Seine est mise en relation avec le stade isotopique 22 (Antoine *et al.*, 1994 ; Lefèbvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Westaway, 2004) (Figure II- 65).

Comme nous l'avons vu dans le chapitre II.2.2.1, il existe une paléoterrasse en amont de la source du Moulin B située à une altitude comprise en +55 et +60 m NGF. On retrouve une telle morphologie au niveau de la « Pointe du Roque » en rive gauche.

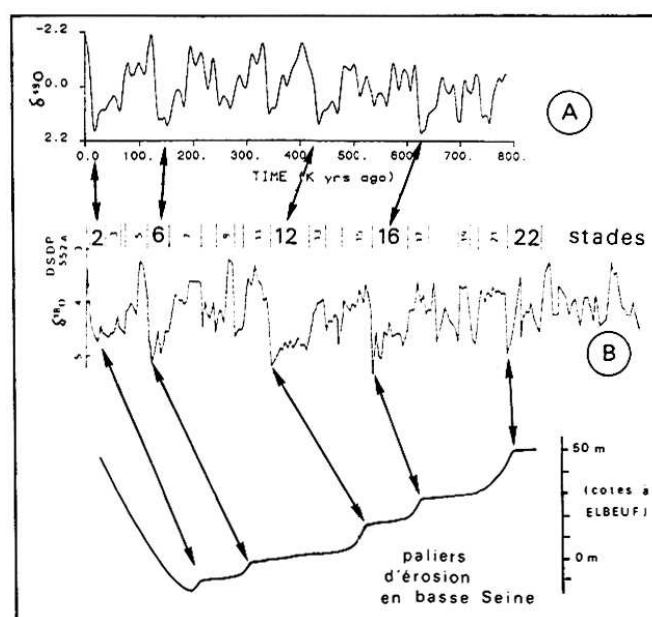


Figure II- 65 : Incisions de la basse Seine au Quaternaire (Lefebvre et al., 1994) ; A : Courbe lissée des variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans cinq sondages marins profonds, B : Variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans le forage DSDP 552A (Plateau de Rockfall)

C'est à cette époque que la vallée du Commerce s'est incisée à l'Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne au sein du graben compartimenté, incision facilitée par la présence en grande quantité de sables tertiaires et par la présence de sources jurassiennes très en amont du bassin versant du Commerce (Source du Mirville) du fait de la remontée des couches géologiques sur la lèvre Est de la faille Fécamp-Lillebonne (Lautridou, 1968 ; Hauchard, 2001). A cette incision du réseau hydrographique, les systèmes karstiques vont également enregistrer une modification de leurs profils d'équilibre, modification facilitée par la présence d'un substrat fortement fissuré.

Le maillage structural mis en place au cours des périodes précédentes fut un facteur prépondérant à la mise en place d'un karst d'introduction et de restitution. Les réseaux karstiques issus de la progression du front d'altération exploitent les structures suivantes : failles, fractures, cicatrices de glissements sédimentaires (Calba et al., 1979 ; Juignet, 1988). L'évolution descendante est fréquemment contrariée au niveau des Hard-grounds et par les joints de stratifications marquant une brusque diminution de la porosité (Juignet, 1988). Les joints de stratifications et les Hard-grounds servent alors d'assise aux conduits horizontaux (Calba et al., 1979 ; Rodet, 1991). Ces discontinuités anciennes sont beaucoup plus impliquées dans l'évolution karstique que les fractures de détentes récentes apparues dans les versants (Juignet, 1988).

On peut supposer que la première phase de mise en place du réseau karstique de Radicatel ait eu lieu à cette période, mise en place facilitée par la présence de failles, fractures et diaclases liées au graben compartimenté (Ragot, 1988). Les drainages superficiel et souterrain sont alors en compétition, et tous deux sont intégrés dans le graben.

- il y a 800 000 ans, les accidents guidant la gouttière de la Seine ont joué, notamment à proximité de l'estuaire. La zone d'étude a donc connu à cette époque une réactivation de l'ensemble de faille pouvant avoir contribué à une modification de la géométrie de l'aquifère et des directions d'écoulement.

- Lors du Cromérien, le climat est marqué par deux périodes froides majeures (stades isotopiques 16 et 12) au cours desquelles le réseau hydrographique s'est encaissé fortement. Les terrasses alluviales de la Seine situées à des altitudes de +30 et +20 m NGF témoignent du surcreusement du substratum (Lefèbvre *et al.*, 1994; Antoine *et al.*, 2000). Comme lors du stade isotopique 22, les réseaux karstiques se sont adaptés à cette modification de leur aval hydraulique par un surcreusement des drains. Par analogie, Rodet (1991) date les réseaux karstiques situés à +30 m NGF à cette même époque. Le cours de la Seine est alors modifié, comme en atteste l'évolution de la position du méandre (Figure II- 46).

- Le Saalien a connu une alternance de phases glaciaires (stades isotopiques 8 et 6) /interglaciaires (stade isotopique 7). Le stade isotopique 7 est marqué par un paléostuaire à Tancarville situé entre +4 m et + 15 m NGF (Lefèbvre *et al.*, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Cordy *et al.*, 2003 ; Lautridou *et al.*, 2003) (Figure II- 66). Le niveau de base à Radcatel était donc de +4 m NGF au cours de cette transgression saalienne et le méandre la Seine progresse vers le Nord en se rapprochant du plateau. Rodet (1991) a daté (U/Th) un réseau karstique situé à +15 m NGF sur le site de Caumont à 235 600 ans par des stalactites.

Nous pouvons supposer que c'est à cette époque que les sources de Radcatel (Moulin B e Bruisseresse) se sont développées. La présence dans le hameau de Radcatel de cavités karstiques fossiles (grotte de Radcatel) situées à une altitude de +6 m NGF, ainsi que des morphologies de dissolution en zone noyée sur les différents affleurements peuvent confirmer les fluctuations du niveau de base de cette époque.

La source du Four aux Veaux située à une altitude de +15 m NGF au pied d'un affleurement du Turonien correspond à une source de recoupement de la surface piézométrique et de la topographie. L'altitude de celle-ci peut être mise en relation avec les niveaux les plus hauts de la transgression saalienne.

- A la fin du Saalien, le stade isotopique 6 fut marqué par un abaissement très important du niveau marin se traduisant par un surcreusement du substratum par la Seine (Lefèbvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 2003). La Seine s'écoule alors à -10 m NGF. De manière analogue au surcreusement du réseau hydrographique de surface, il y a eu une réadaptation majeure des profils d'équilibre des drains karstiques.

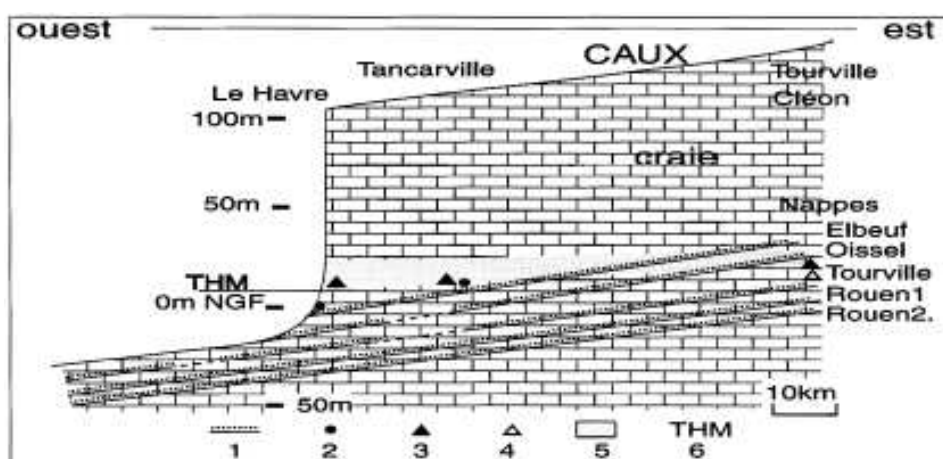


Figure II- 66 : Nappes alluviales et formations marines du Pleistocène moyen et supérieur entre Cléon et le Havre (Vallée de la Seine). 1 – Nappes de sables et galets fluviatiles périglaciaires, 2 – Eemien (stade isotopique 5e) : dune, formation marine, 3 – Stade isotopique 7 : paléostuaire, 4 – Stade isotopique 9 : paléostuaire, 5 – Début du stade isotopique 6 : sables lités, 6 – THM : sommet de l'estuaire actuel (Lautridou et al., 2003)

- L'Eemien correspond à une période interglaciaire avec un optimum (stade isotopique 5e) daté à 125 000 ans. Sur le site de Tancarville, Cordy et al., (2003) ont positionné une dune interglaciaire postérieure aux sables saaliens et antérieure au complexe des Loess weichsélien. Cette formation se place de ce fait à l'Eemien. Le niveau marin se situe alors à +4 m NGF (Lautridou et al., 2003) (Figure II- 66). Lors de cette période interglaciaire, la basse vallée de Seine fut ré-ennoyée, et les réseaux karstiques saaliens (stade isotopique 6) sont alors noyés et les drains saaliens (stades isotopiques 8 et 7) réactivés.

- Le Weichsélien (stades isotopiques 5d à 5a) correspond à la dernière grande glaciation s'accompagnant d'un très bas niveau marin. La Seine se situait alors à -20 m NGF (Rodet, 1991 ; Lautridou et al., 2003) et le méandre est au pied du plateau crayeux (Nicolesco, 1956). Cet abaissement du niveau de base s'est donc accompagné d'un encaissement du réseau hydrographique dans le substratum. Le matériel transporté et déposé par la Seine est constitué par des cailloux, graviers et sables émoussés.

On peut noter que c'est au cours de cette période glaciaire qu'eurent lieu les importants dépôts éoliens de Loess sur l'ensemble du Bassin de Paris et des heads (Lautridou, 1985).

Les réseaux karstiques se sont également adaptés à cette modification du niveau de base, avec très certainement des drains situés à -20 m NGF. L'encaissement des drains karstiques s'est traduit par des mécanismes de perte et de soutirage au sein des étages précédents. La capture du Haut bassin de la rivière du Commerce a certainement eu lieu au cours de ces différentes variations glacio-eustatique favorisée par la faille du Moulin.

- La transgression flandrienne remplace la basse vallée de Seine par des dépôts alluvionnaires. Ces alluvions fines se sont mises en place sur les alluvions anciennes et constituent un barrage à l'écoulement du complexe nappe de la craie/alluvions anciennes vers la Seine (cf. II.2.1.3). Ceci entraîne, au sein du karst des adaptations spécifiques : ré-

ennoiment de drains fossilisés (Saalien, Eemien), diffluence des émergences, comblement de drains, drainage vertical avec des cheminées d'équilibre. La résultante de ces processus est la constitution et le développement de réservoirs aquifères très productifs.

La Figure II- 67 est une synthèse des différentes phases de mise en place du réseau karstique de Radicatel au cours du Quaternaire. La coupe schématique N-S du plateau et de la plaine alluviale de la Seine reprend les grands traits de cette histoire géologique. Elle permet également de se rendre compte que le lit actuel de la Seine repose sur les graves de fonds weichséliennes. Il a y donc possibilité d'une alimentation de la Seine par l'aquifère de la craie et inversement. Si cette relation existe, il serait aisé de la démontrer par une campagne de relevés piézométriques à pas de temps court, sur les piézomètres de la nappe alluviale et les forages AEP.

La présence dans le temps du système karstique de Radicatel dans ce méandre de la Seine aboutit à la constitution d'un système karstique étagé, diffluent et dont le développement a capturé les bassins versants superficiels voisins (Commerce et Four aux Veaux). La présence du graben compartimenté constitue ainsi une zone au sein de laquelle la karstification est favorisée.

Le système karstique de Radicatel peut alors être considéré comme un karst binaire barré dont les sources de débordement de la Bruisseresse et du Moulin B sont de type vauclusien et résulte de la mise en charge de l'aquifère par la remontée de l'Albien au niveau de l'estuaire et par le remplissage sédimentaire flandrien.

De part sa position latérale au graben, son altitude ainsi que sa nature (recoupement du niveau piézométrique avec la topographie), la source du Four aux Veaux semble avoir subi une évolution différente du système karstique Bruisseresse/Moulin B.

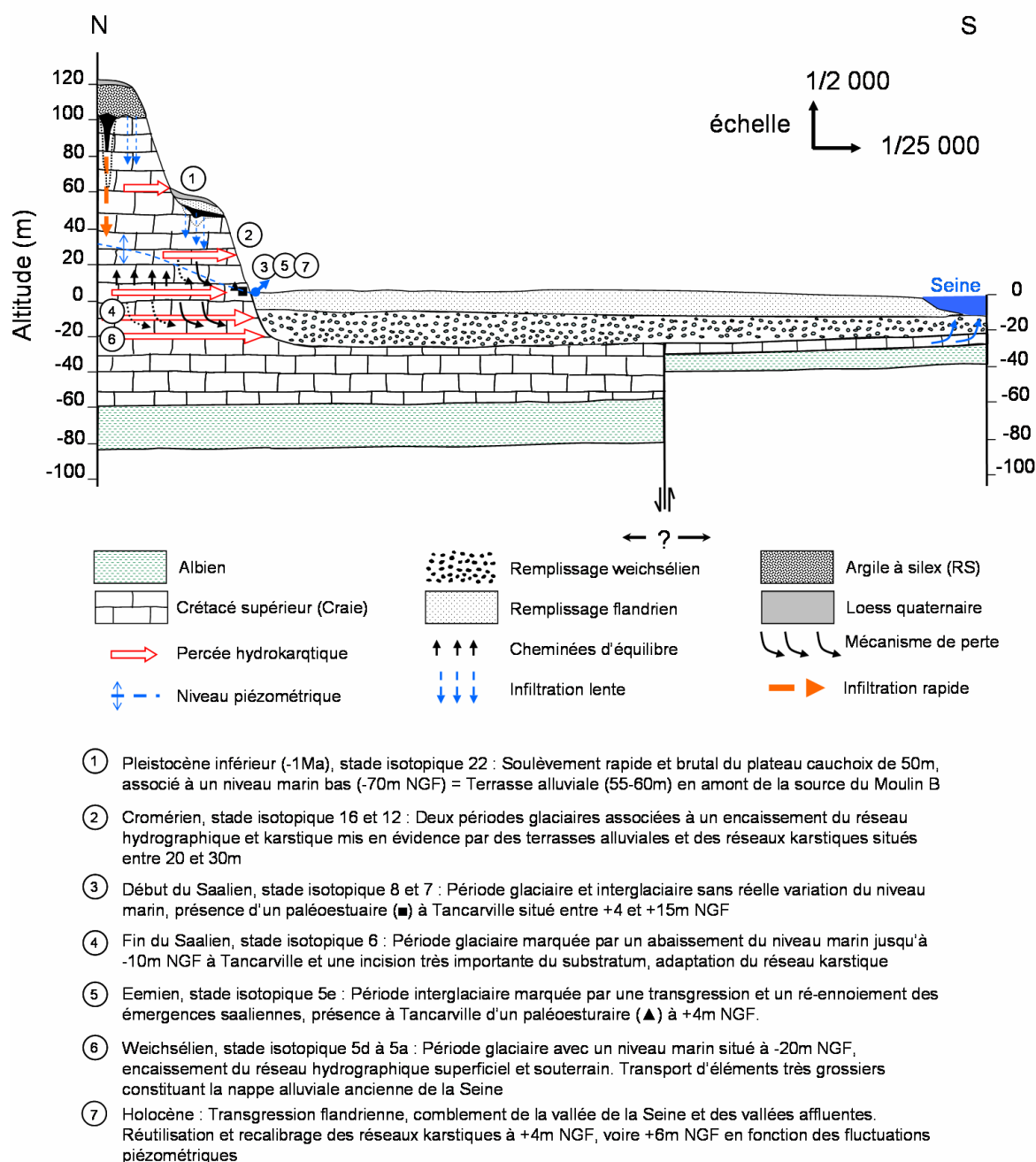


Figure II- 67 : Adaptation du réseau karstique de Radicatel au cours du Quaternaire

II.2.3 Conclusion partielle

Nous avons vu dans ce chapitre que le contexte structural régional du Bec de Caux est dominé par la faille Fécamp-Lillebonne et par les variations du mur de la craie. Ces deux ensembles majeurs influencent la géométrie de l'aquifère de la craie à l'échelle régionale. La présence d'une grande dépression du mur de la craie le long de la faille Fécamp-Lillebonne engendre la constitution d'un formidable réservoir d'eau, réservoir dont les exutoires principaux sont Yport au Nord et Radicatel au Sud. L'analyse à l'échelle locale de notre zone d'étude nous a permis de démontrer l'existence de failles d'orientation N60 associées à la faille Fécamp-Lillebonne pouvant avoir compartimentées la zone d'alimentation des sources de Radicatel et guidées l'organisation du réseau karstique. Si l'on se réfère aux travaux de Rodet (1991), l'organisation de ce réseau karstique doit se faire sous la forme d'un étagement des drains, accompagné certainement de diffluences latérales en fonction de la position de l'aval hydraulique.

On peut noter de grandes similitudes entre les sources de Radicatel et d'Yport. En effet, les deux sources sont à l'extrémité de la gouttière du toit de l'Albien, à égale distance de la faille Fécamp-Lillebonne, elles capturent des bassins versants voisins (Etretat et le Commerce pour Yport ; Four aux Veaux et le Commerce pour Radicatel) et présentent des débits très importants de l'ordre de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Hauchard et Laignel (2008) ont positionné sur leur schéma structural (Figure I- 4) une faille supposée rejoignant les deux champs captants de Yport et de Radicatel, mettant en avant un impact similaire de la structure entre ces deux sources. L'étude de l'affleurement de la source du Moulin B et les nombreux indices d'une zone de broyage ainsi que les expériences de traçages démontrent que la faille supposée dénommée Ff ou faille du Moulin se situe au droit de la source du Moulin B.

II.3 Rôle de la contrainte karstique sur l'aquifère de la craie : dualité de l'alimentation matricielle et karstique

Dans la partie II.1, nous avons étudié les modalités des variations de la turbidité depuis les dernières décennies sur le site de Radicatel en lien avec les fluctuations du régime climatique régional. Nous avons également tenté de mettre en relation la variabilité du flux sédimentaire correspondant avec un enregistrement sédimentaire en sortie de système dans la galerie de la Bruisseresse. Dans ce chapitre nous nous proposons d'étudier plus précisément le caractère reconnu karstique des sources de Radicatel (Beaudeau *et al.*, 1999 ; Dussart-Baptista, 2003 ; Hanin, 2006 ; Beaudeau *et al.*, 2010) par le biais de l'étude des variations de la conductivité électrique. En effet, en l'absence de données de débit aux sources, la conductivité électrique est le meilleur marqueur des arrivées d'eaux de crues aux exutoires karstiques étudiés. Nous développons donc une méthodologie inspirée des travaux de (Bakalowicz, 1977 ; Fournier *et al.*, 2007b ; Massei *et al.*, 2007a) en exploitant au maximum les possibilités de ces approches, en vue de l'identification des populations d'eaux aux différents sites, de l'étude des variations de l'occurrence de ces populations d'eaux à chaque exutoire, et de l'interprétation de ces résultats en terme d'organisation du milieu hydrogéologique. L'étude est développée sur deux années hydrologiques consécutives (2007-2008 et 2008-2009). Ce chapitre fait l'objet d'un article soumis dans la revue Groundwater.

II.3.1 Introduction

Les eaux souterraines en domaine karstique représentent dans le monde une ressource importante en raison de leur abondance en des lieux relativement peuplés (Angelini, 1997; Amraoui *et al.*, 2003 ; Panagopoulos et Lambrakis, 2006 ; Bailly-Comte *et al.*, 2008 ; Bailly-Comte *et al.*, 2009 ; Herman *et al.*, 2009). Bien que les aquifères karstiques présentent l'avantage de fournir une ressource facilement disponible en raison de leur très forte transmissivité, ils sont potentiellement très sensibles à la contamination et très vulnérables (Beaudeau *et al.*, 1999 ; Dussart-Baptista, 2003 ; Dussart-Baptista *et al.*, 2003 ; Gooddy *et al.*, 2007 ; Mahler et Massei, 2007 ; Baran *et al.*, 2008 ; Mahler *et al.*, 2008 ; Beaudeau *et al.*, 2010). Leur exploitation est donc difficile en terme de gestion de la ressource. En France, les zones karstiques les plus reconnues étaient traditionnellement les grands massifs du Centre et du Sud de la France, des Alpes et des Pyrénées, qui ont été largement étudiés par de nombreux auteurs depuis des décennies (Mangin, 1975 ;

Bakalowicz, 1977 ; 1979 ; Mangin, 1984 ; Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Marsaud, 1996 ; Labat *et al.*, 1999a, 1999b, 1999c).

En Haute-Normandie, dans le Nord-Ouest de la France, la majeure partie de l'eau potable provient de l'aquifère de la craie du bassin de Paris, aquifère essentiellement poreux fissuré. Le caractère karstique de la craie en Haute-Normandie a longtemps été nié ou ignoré régionalement en raison du caractère essentiellement poreux et fissuré de cet aquifère, dans lequel une nappe phréatique est parfaitement établie. Ce manque de reconnaissance vient principalement du fait que la craie ne présente pas ou très peu de vides aux dimensions semblables aux grands systèmes karstiques du Sud de la France par exemple. Des études géomorphologiques locales avaient cependant montré l'existence de réseaux karstiques développés (Lepiller, 1975 ; Rodet, 1978 ; Calba *et al.*, 1979 ; Calba, 1980 ; Rodet, 1986 ; Juignet, 1988 ; Wazi *et al.*, 1988 ; Rodet, 1991). Ces travaux avaient permis de reconsidérer la craie comme le siège d'une karstification importante passée et contemporaine.

La craie est issue d'anciennes boues micritiques, elle est caractérisée par une texture fine et tendre et par une porosité élevée. La porosité totale de la craie est de l'ordre de 30 à 40 % (Maqsoud, 1996). Malgré cela, la porosité efficace qui caractérise le degré d'interconnexion des pores est très faible. Calba (1980) estime cette porosité efficace à 0.5% pour le bassin versant de la Rançon en Haute Normandie. D'un point de vue hydrogéologique, cette roche est donc très capacitive mais peu transmissive si l'on excepte le rôle de la fissuration. Cette dernière lui confère donc une double porosité : une porosité primaire matricielle donnant une très faible perméabilité (10^{-8} m.s^{-1}) et une porosité de fissures secondaire dont la conductivité hydraulique est comprise entre 10^{-4} et 10^{-6} m.s^{-1} (Wazi, 1988; Maqsoud, 1996). Ce sont donc ces caractéristiques physiques qui permettent l'établissement d'un aquifère puissant dont les variations peuvent être suivies spatialement et temporellement.

A cette double porosité s'ajoute une troisième porosité qui caractérise la circulation des eaux dans les drains karstiques. Cette dernière n'a qu'un rôle transmissif et favorise les transferts rapides, avec des vitesses apparentes de circulation de 200 m/h en moyenne (Lepiller, 1975 ; Roux, 1978 ; Calba, 1980 ; Roux *et al.*, 1981 ; Rodet, 1991 ; Massei, 2001 ; Ginger environnement, 2007 ; Fournier, 2008 ; IDDEA, 2010). En outre, les fréquents épisodes de turbidité affectant les exutoires de l'aquifère (sources), à l'origine de problèmes sanitaires (Beaudeau *et al.*, 1999 ; Beaudeau *et al.*, 2010), attestent également du caractère karstique et vulnérable de la craie. Diverses études hydrogéologiques ont d'ailleurs montré le rôle prépondérant des réseaux karstiques et des connexions surface/souterrain dans le fonctionnement de sources appartenant aux réseaux de distribution d'eau potable (Calba, 1980 ; Rico, 1990 ; Maqsoud, 1996 ; Massei, 2001 ; Fournier, 2006; 2008). La composante karstique joue ainsi un rôle important dans la vulnérabilité de la ressource exploitée vis-à-vis des contaminants naturels (turbidité, microbiologiques), et anthropiques (Rico *et al.*, 1993 ;

Lacroix *et al.*, 1998 ; Massei, 2001 ; Dussart-Baptista, 2003 ; Mahler et Massei, 2007 ; Baran *et al.*, 2008 ; Laroche-Ajzenberg, 2010a).

En raison des forts débits offerts par les sources karstiques, ces points ont donc au fil du temps été préférentiellement exploités, et alimentent quelquefois des populations considérables. C'est par exemple le cas des sources de Radicatel, qui alimentent environ la moitié de la population de l'agglomération havraise, deuxième collectivité la plus peuplée de la région.

Au travers de l'étude de trois sources sur deux cycles hydrologiques (2007-2008 et 2008-2009), nous proposons donc une démarche méthodologique permettant de discriminer les parts respectives des écoulements de type karstique et de type nappe, et d'en déduire un fonctionnement général de la partie correspondante de l'aquifère de la Craie.

Dans un premier temps, nous verrons la mise en évidence du caractère karstique des trois sources étudiées. Dans un second temps, nous étudierons les parts respectives des écoulements karstiques et des écoulements matriciels au cours de deux cycles hydrologiques. Pour cela nous nous appuyerons sur des analyses statistiques d'enregistrements haute-fréquence de la conductivité électrique.

Les sources étudiées sont celles décrites dans le chapitre I.1.4.3 et le matériel et les méthodes employées le sont dans le chapitre I.2.2

II.3.2 Analyses descriptives des données de conductivité électrique

Les données recueillies couvrent deux années hydrologiques 2007-2008 (912 mm) et 2008-2009 (660 mm). Les cumuls des précipitations de ces deux années hydrologiques sont plus faibles que le cumul moyen enregistré sur les 20 dernières années dans cette région (1035 mm) (notamment pour le cycle 2008-2009).

Au cours de ces deux cycles hydrologiques, le niveau piézométrique est proche de ses plus bas niveaux historiques. L'année 2007-2008 correspondant tout de même à un maximum piézométrique, alors que l'année 2008-2009 correspond à une année de décroissance piézométrique (Figure II- 68). On constate également que le piézomètre nous fournissant ces données est réactif aux forts épisodes pluvieux avec des remontées brutales (jusqu'à plusieurs mètres en quelques jours) suivies de décroissances plus longues (quelques mois).

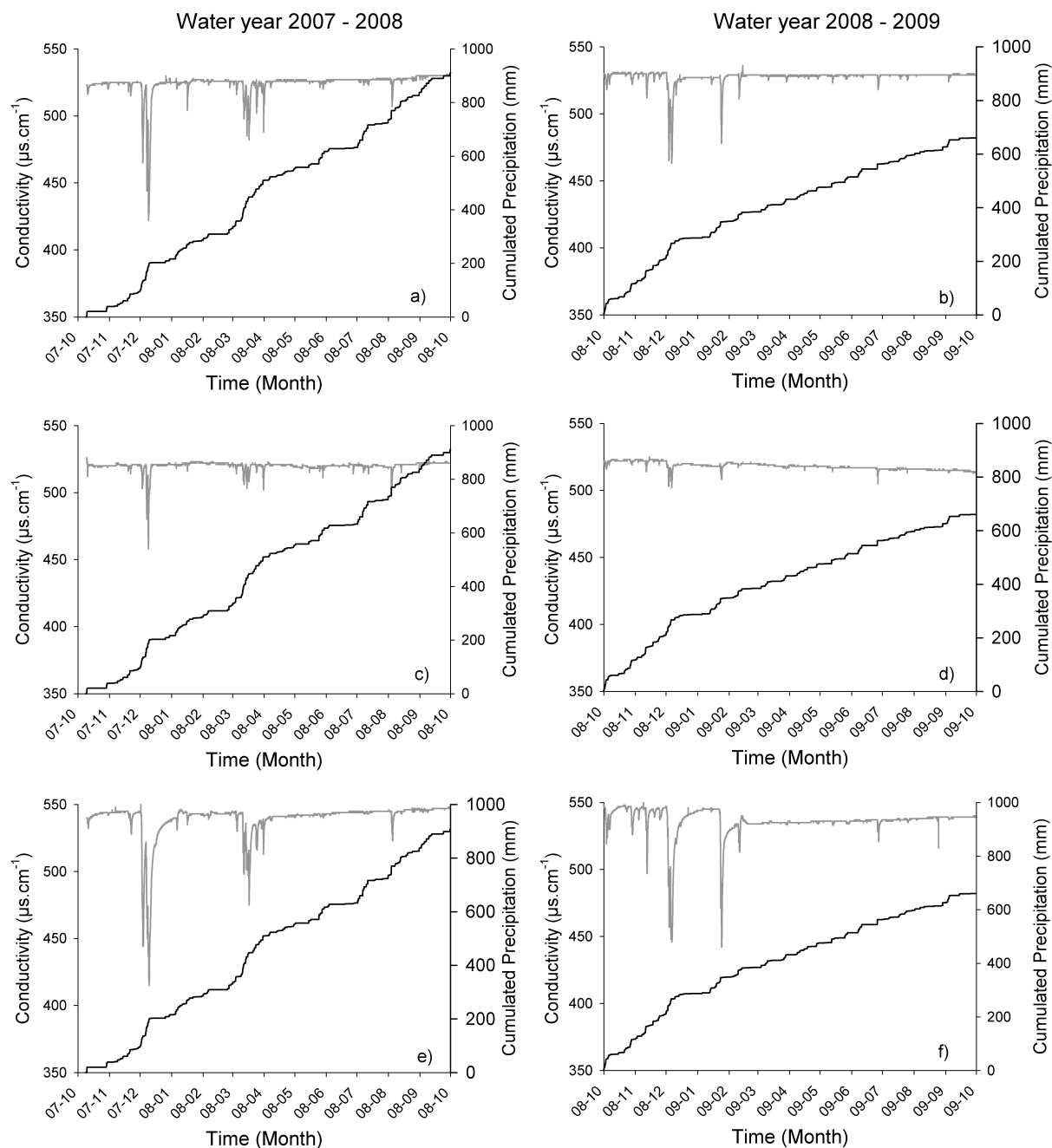


Figure II- 68 : Enregistrement de la conductivité électrique et des précipitations cumulées durant la période d'étude sur le site des sources de Radicatel. a) b) : Bruisseresse, c) d) : Four aux Veaux, e) f) : Moulin B

Les conductivités électriques des trois sources des deux cycles hydrologiques, peuvent se décomposer en deux :

- Un niveau de base durant tout le cycle hydrologique avec des valeurs de 540, 520 et 520 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ respectivement pour le Moulin B, La Bruisseresse et le Four aux Veaux. On constate que les plus importantes valeurs de conductivité sont rencontrées en automne et en hiver. Du printemps à l'automne suivant, la conductivité électrique remonte

progressivement. Ce schéma se reproduit pour les trois sources et durant les deux cycles hydrologiques sauf, pour le Four aux Veaux durant le cycle 2008-2009.

- Une composante événementielle marquée par des chutes brutales de la conductivité électrique marquant l'arrivée des eaux de surface. Cette composante est très visible durant l'automne jusqu'au printemps.

II.3.3 Mise en évidence du caractère karstique de l'hydrosystème

La fonction d'autocorrélation d'une série chronologique représente le degré de dépendance linéaire des données dans la série (Mangin, 1984 ; Benavente *et al.*, 1985 ; Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Mangin, 1998 ; Bouchaou *et al.*, 2002 ; Panagopoulos et Lambrakis, 2006).

Mangin (1984) utilise les corrélogrammes afin de déterminer l'effet mémoire des systèmes karstiques. Pour ce faire, il détermine le décalage (lag) pour un coefficient de corrélation compris entre 0.1 et 0.2. Il caractérise donc la vitesse de décroissance de l'autocorrélogramme : (i) si elle est rapide, la réponse est quasi aléatoire, à l'inverse, (ii) si cette décroissance est lente, la réponse est très structurée (Mangin, 1998).

Dans cette étude, nous avons estimé cet effet mémoire comme proposé par Mangin (1984) et nous avons également suivi la démarche suggérée par Massei *et al.* (2006b), qui consiste à ajuster une fonction analytique à l'autocorrélogramme. Ceci permet de déterminer un coefficient de décroissance de l'autocorrélogramme, interprété comme la vitesse à laquelle la mémoire des informations passées est perdue au cours du temps dans le processus considéré. Nous avons appliqué ces deux méthodes sur les chroniques de conductivité des trois sources ainsi que sur les précipitations et le niveau piézométrique (Figure II- 69).

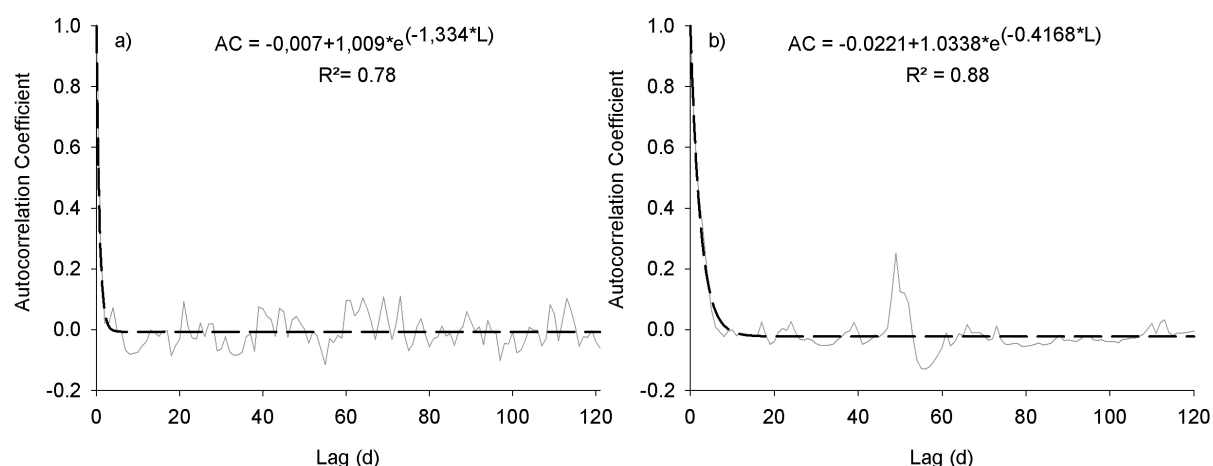


Figure II- 69 : Autocorrélogrammes effectués sur les précipitations (a) et sur la conductivité électrique (b) de la Bruisseresse pour le cycle hydrologique 2007-08. La courbe de régression que nous avons employé est une exponentielle décroissante d'équation : $y = y_0 + a * e^{(-bx)}$

Les résultats obtenus pour les différents cycles et pour les différentes données sont synthétisés dans le Tableau II- 9. L'autocorrélogramme de la pluie décroît très rapidement pour les deux cycles et prend des valeurs de corrélation proches de 0, et ne montre pas de périodicité visible. Ceci indique qu'il n'y a pas d'effet mémoire, ce qui nous permet d'assimiler la pluie à un signal aléatoire (Massei *et al.*, 2006b).

De manière opposée, la vitesse de décroissance de la piézométrie est beaucoup plus lente, ce qui traduit une persistance de l'information dans le système pendant plus de temps. Si on prend le lag pour un coefficient de corrélation égal à 0.2, on obtient des valeurs comprises entre 15.6 et 14 jours respectivement pour le cycle 2007-08 et le cycle 2008-09.

Les autocorrélations de la conductivité électrique des trois sources présentent des vitesses intermédiaires par rapport à celles décrites précédemment. Les valeurs sont comprises entre 2.1 et 8.5 jours. Ces vitesses de décroissance de l'autocorrélogramme sont très supérieures à celles obtenues par Massei *et al.*, (2006b) pour un autre système karstique bien développé en bordure de Seine, situé une trentaine de kilomètres en amont du fleuve. Massei *et al.*, (2006b) avait en effet obtenu un lag de 42 jours pour la conductivité contre 8.5 jours au mieux sur le site de Radicatel. Avec un effet mémoire faible, le système karstique de Radicatel semble peu inertiel, dissipant les crues rapidement, ce qui caractériserait un système karstique probablement bien développé. Les expériences de traçage ont mis en évidence des vitesses de circulation très importantes ($> 300 \text{ m.h}^{-1}$) pour une distance de 9.2 Km, démontrant que ce karst est véritablement très développé.

Ces vitesses de décroissance pour la conductivité se confirment sur les deux années hydrologiques. La différence notable entre les deux années réside dans le fait qu'il y ait une augmentation de cette vitesse pour la source du Moulin B et de la Bruisseresse, alors qu'il y a une légère diminution de cette vitesse pour le Four aux Veaux.

	Précipitations		Côte piézométrique		Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
Période	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
Lag AC=0.2	1.8	2	15.6	14	6.7	4.1	8.5	4.8	3.5	4.8
Lag AC=0	4	4	22	30.5	9.88	9.39	15.5	9.76	17.45	17.57
Vitesse de décroissance ($r_k.d^{-1}$)	-1.113	- 1.334	-0.0049	-0.106	-0.0026	-0.0041	-0.0012	-0.0027	-0.0035	-0.0030

Tableau II- 9 : Synthèse des résultats des autocorrélations effectuées sur les différentes chroniques sur les cycles hydrologiques 2007-2008 et 2008-2009

II.3.3.1 Réponses types suite aux précipitations

L'analyse corrélatoire croisée permet d'établir le lien entre un signal d'entrée x_t et un signal de sortie y_t . Si le signal d'entrée est aléatoire, la corrélation croisée $r_{xy}(k)$ correspond à la réponse impulsionnelle du système. Dans d'autres cas, la corrélation croisée renseigne sur la relation causale ou non entre le signal d'entrée et le signal de sortie (Mangin, 1984 ; Padilla et Pulido-Bosch, 1995 ; Grasso, 1998 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Mangin, 1998 ; Labat *et al.*, 1999a ; 2000b ; Valdes, 2005 ; Massei *et al.*, 2006b ; Panagopoulos et Lambrakis, 2006).

Les corrélations croisées sont communément employées et permettent d'obtenir une estimation de la fonction de transfert d'un système. Dans notre cas, elles sont employées pour estimer les temps de réponses aux pluies, et les temps de passage des événements de crue à travers le système karstique.

Tous les détails et les explications sur l'utilisation des analyses bivariées pour identifier les fonctions de transfert et les réponses impulsionnelles sont décrits par Box *et al.*, (1994).

Nous l'avons vu précédemment, le corrélogramme des précipitations décroît très rapidement sans structure périodique (Figure II- 69a). On peut donc assimiler la pluie à un bruit blanc dont la fonction d'autocorrélation est proche d'une distribution de Dirac. L'intercorrélacion donne donc une bonne estimation de la réponse impulsionnelle (Figure II- 70) (Larocque *et al.*, 1998 ; Mathevet, 2002 ; Massei *et al.*, 2006b).

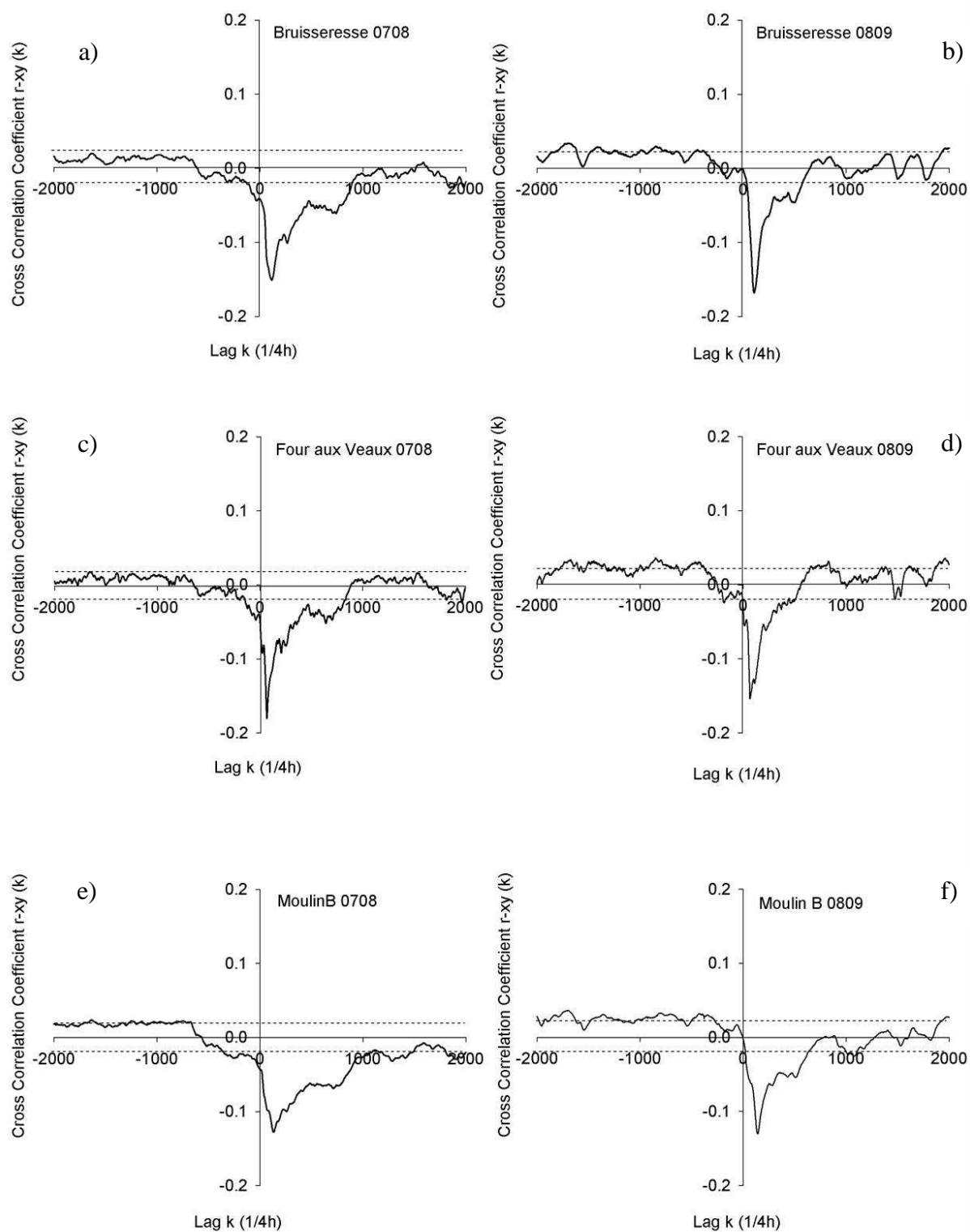


Figure II- 70 : Corrélations croisées pluie / conductivité électrique sur les deux cycles hydrologiques pour les trois sources

	Bruisserresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
Lag (h)	28.5	26.75	32.75	35.25	17	16.75
Coef de Corrélation	-0.15	-0.17	-0.13	-0.13	-0.18	-0.16

Tableau II- 10 : Synthèse des résultats des corrélations croisées pluie / conductivité électrique

Les corrélations croisées de la conductivité présentent pour les 3 sources des profils avec un mode principal accompagné de multiples petits pics. Sachant que les eaux de surface sont moins minéralisées que les eaux de nappe, les chutes de conductivité au niveau des sources marquent l'arrivée des eaux de surface et donc une anticorrélation entre les deux signaux. Les valeurs du coefficient de corrélation ne sont jamais très fortes en valeur absolue, avec des anticorrélations plus proche de 0 que de -1 (de -0.13 à -0.18), ce qui traduit une forte non-linéarité entre pluie totale et conductivité électrique à l'exutoire, caractéristique des systèmes hétérogènes et discontinus comme les systèmes karstiques (Tableau II- 10).

Les temps de réponse entre les deux signaux sont compris entre 17 h et presque 35 h respectivement pour les sources du Four aux Veaux et du Moulin B. Ces valeurs de décalage donnent le temps moyen entre les précipitations enregistrées sur le plateau et les variations de conductivité au niveau des sources. Le temps de transfert correspond donc au temps de circulation des eaux de surface dans le réseau de drainage souterrain. Ce temps est maximisé car il prend également en compte le temps de ruissellement des eaux sur la surface imperméable du bassin versant avant leur entrée dans le réseau karstique par les points d'engouffrement.

Pour le cycle 2007-2008, les décroissances de corrélations sont différentes en forme et en complexité entre les trois sources et les deux cycles hydrologiques. La source du Four aux Veaux présente une décroissance avec de multiples petits pics. Cette description est semblable pour la source de la Bruisserresse, tout en étant moins complexe ; alors que la source du Moulin B présente une courbe plus empâtée, moins complexe et avec une tenue de la corrélation durant plus de temps.

L'étroitesse des réponses des sources du Four aux Veaux et de la Bruisserresse peuvent s'expliquer par un transfert des eaux de surface (les moins minéralisées) à travers un réseau de drains karstiques bien développé qui ne vont que très peu modifier l'impulsion d'entrée. La complexité de la décroissance traduit l'arrivée tardive d'eaux moins minéralisées, eaux qui auraient parcourus le réseau karstique par des chemins plus ou moins longs.

Pour la source du Moulin B, la tenue de la corrélation peut avoir de multiples explications qui peuvent être couplées entre elles. La faible valeur du coefficient de corrélation ainsi que le

temps de réponse plus long peuvent indiquer que le signal de sortie est plus modulé que pour les deux autres sources. Cette modulation peut être le fruit d'une distance parcourue par les eaux de surface plus importante (cf. II.2.2.4) et/ou par un effet de tampon plus marqué que pour les deux autres sources, traduisant des réserves plus importantes.

Ces descriptions s'appliquent également pour le cycle 2008-2009, bien que de légères différences apparaissent. En effet au cours de ce cycle, les réponses des trois sources sont devenues plus étroites, moins étalées dans le temps et les valeurs des coefficients de corrélation restent faibles. La structure de la réponse n'étant pas modifiée, nous pouvons considérer qu'elle est propre à chaque système et traduit un effet tampon moins important des volumes drainés.

II.3.3.2 Identification des différentes populations d'eau

– Développement méthodologique

La difficulté dans la classification des aquifères de la craie résulte de la grande complexité à savoir si on parle de système poreux fissuré, poreux karstifié, ou poreux fissuré karstifié.

Schuster et White (1971) ont utilisé le Coefficient de Variation (CV, correspond au rapport de l'écart-type sur la moyenne des valeurs de conductivité électrique) pour classer des systèmes karstiques (dominés par l'alimentation diffuse ou dominés par les conduits karstiques). Ce coefficient de variation de la conductivité a été utilisé pour classer des aquifères en fonction des écoulements ou bien du type de recharge.

	Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
Cycle hydrologique	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
CV (%)	1.66	1.03	2.9	2.21	0.64	0.5

Tableau II- 11 : Coefficient de Variation de la conductivité électrique calculé sur les 3 sources étudiées du site de Radicatel

Les CV des 3 sources étudiées ont des valeurs très faibles (Tableau II- 11). Si l'on suit la classification de Schuster et White (1971), ces très faibles valeurs (< 5%) correspondent à des systèmes entièrement dominés par l'alimentation diffuse. La diminution impliquerait que nous sommes en présence d'un système de plus en plus dominé par l'alimentation diffuse selon la classification de Schuster et White (1971).

L'interprétation de ces CV est en contradiction avec les résultats obtenus des corrélations simples et croisées, ces dernières mettant en avant l'existence d'un transfert rapide avec des temps de réponse très courts suite aux précipitations. On a donc une apparente contradiction entre les deux méthodes si l'on souhaite classer ou identifier le type de système alimentant les sources de Radicatel.

Bakalowicz (1977) a démontré que les fréquences d'apparition de la conductivité électrique ne sont pas distribuées selon des lois normales unimodales (approche induite par le calcul du CV) mais multimodales pour les systèmes karstiques ce qui permet de mieux comprendre la relation entre la conductivité électrique et le fonctionnement de l'aquifère. Bakalowicz (1979) a développé les Distributions de Fréquence de la Conductivité (DFC). Celles-ci représentent une approche de la réalisation de la fonction de la variable aléatoire « minéralisation » et constituent un moyen synthétique pour représenter l'apparition à un exutoire karstique de différents types d'eaux. Les courbes de distribution de fréquences correspondent à la fonction de densité de probabilité d'apparition d'une eau de conductivité électrique donnée à l'exutoire.

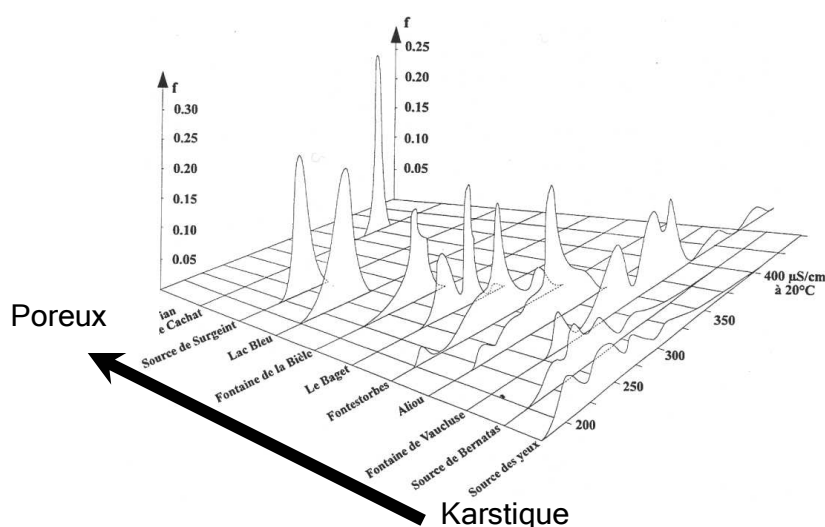


Figure II- 71 : Classification d'hydrosystèmes caractéristiques en fonction des distributions des fréquences de la conductivité électrique d'après Bakalowicz (1977)

L'utilisation de DFC permet de caractériser la transmissivité des milieux et donc de déterminer l'état de karstification du système. En 1979, Bakalowicz a utilisé les distributions de fréquence de la conductivité afin de classer les systèmes selon leur degré de karstification, en associant les différentes modalités et les contributions des différentes masses d'eau. Il a ainsi suggéré que leur nombre et leur étalement représentent le degré de karstification ou l'efficacité du réseau de conduit karstique (Figure II- 71). Les systèmes présentant un profil unimodal et étroit correspondent aux systèmes poreux/fissuré, et plus le profil devient plurimodal et étalé, plus le système hydrogéologique est karstifié (Ford et Williams, 2007).

D'autres auteurs ont utilisé cette approche qualitative pour décrire d'autres systèmes carbonatés : Maqsoud (1996) pour les bassins versant de l'Ouest du Bassin Parisien, Plagnes (1997) pour les grands causses du Sud de la France.

Massei *et al.* (2007a) et Fournier *et al.* (2007b) ont assimilé les distributions de fréquence comme étant la somme des différents types d'eau. Chacune de ces eaux est distribuée selon une loi de distribution normale et chaque population d'eau est chimiquement homogène.

Afin d'identifier chaque population d'eau, la distribution de fréquence est assimilée à un histogramme divisé en 20 ou 25 classes grâce au logiciel statistique XLStat (AddInsoft Inc.). Celui-ci est ensuite décomposé avec des lois normales correspondant aux différentes populations d'eau. Cette décomposition est réalisée avec le logiciel Peakfit 4.0 (SPSS Inc.) en utilisant la méthode des résidus. Les pics sont interprétés comme des probabilités d'apparition des différentes masses d'eau au niveau de l'exutoire (Fournier *et al.*, 2007b ; Massei *et al.*, 2007a) (Figure II- 72).

La décomposition met donc en évidence différentes populations d'eau chimiquement homogènes à l'exutoire, mais les proportions des différentes masses d'eau ne sont pas fixes dans le temps (Massei *et al.*, 2007a).

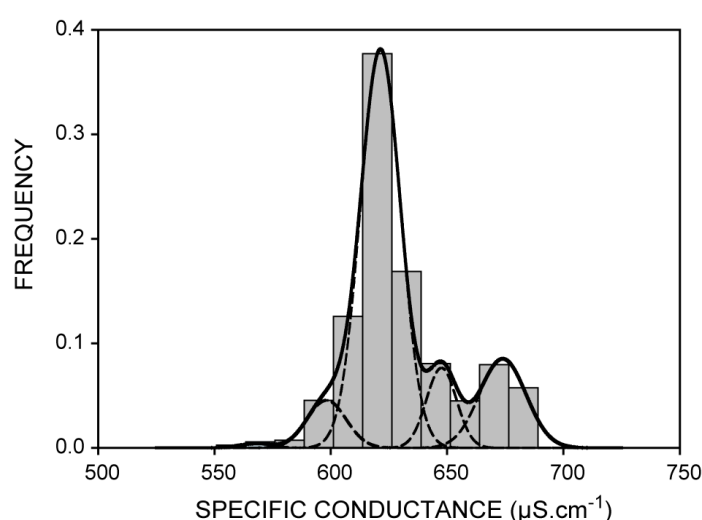


Figure II- 72 : Décomposition des DFC, exemple pour le système de Barton Springs, TX (Massei *et al.*, 2007a)

Massei *et al.* (2007a) ont montré que les distributions de fréquences d'un même système peuvent varier selon les cycles hydrologiques étudiés. Ainsi le nombre de pics ou la position de ceux-ci vont varier en fonction de l'état de saturation du système, certains compartiments pouvant être ou non fonctionnels. Grâce à cette variabilité temporelle, l'organisation du réseau autrement dit, le degré de karstification de l'aquifère peut être ainsi apprécié.

L'inconvénient principal de cette méthode réside dans le fait que l'enveloppe de l'histogramme qui est ici décomposée s'appuie sur le centre de chaque classe de l'histogramme. Ceci a comme conséquence au niveau des extrema de surestimer ou de sous-estimer certaines populations d'eaux. Pour ne plus être tributaire de cet inconvénient lors de notre décomposition, nous avons calculé la Fonction de la Densité de Probabilité (FDP) des chroniques de conductivité selon la méthode du noyau (kernel).

– Utilisation de la Fonction de Densité de Probabilité (FDP)

L'étude de la densité en un point x est estimée par la proportion d'observations x_1, x_2, \dots, x_n qui se trouvent à proximité de x . Pour cela, on trace une boîte en x et dont la largeur est gouvernée par un paramètre de lissage h . On compte ensuite le nombre d'observations appartenant à cette boîte. Cette estimation, qui dépend du paramètre de lissage h , présente de bonnes propriétés statistiques mais est par construction sous la forme d'un histogramme non-continu.

L'estimation par noyau (ou encore méthode de Parzen-Rozenblatt) est une méthode non-paramétrique d'estimation de la densité de probabilité d'une variable aléatoire. Elle se base sur un échantillon d'une population statistique et permet d'estimer la densité en tout point du support.

Cette méthode consiste à récupérer la continuité de la distribution : pour cela, on remplace la boîte centrée en x et de largeur h par une courbe en cloche centrée en x . Plus une observation est proche du point de support x plus la courbe en cloche lui donnera une valeur numérique importante. A l'inverse, les observations trop éloignées de x se voient affecter une valeur numérique négligeable. L'estimateur est formé par la somme (ou plutôt la moyenne) des courbes en cloche et est égal à 1 (Faucher *et al.*, 2002). A présent, l'estimation de la densité de probabilité est clairement continue (Figure II- 73).

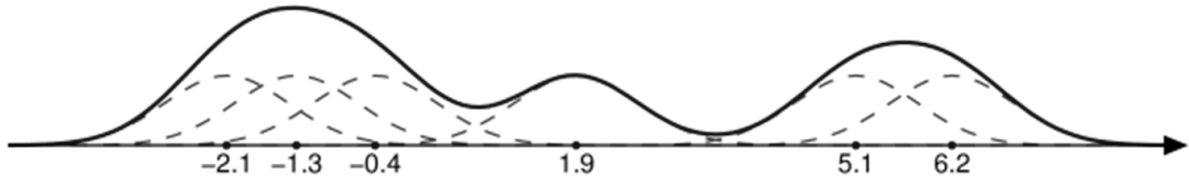


Figure II- 73 : Fonction de Densité de Probabilité par la méthode du noyau

Ainsi, si $x_1, x_2, \dots, x_n \sim f$ est un échantillon d'une variable aléatoire, l'estimateur non-paramétrique par la méthode du noyau de la densité est :

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{Nh} \sum_{i=1}^N K\left(\frac{x - x_i}{h}\right) \quad (15)$$

où K est un noyau (Kernel) et h est un facteur d'échelle qui régit le degré de lissage de l'estimation. Bien souvent, K est choisi comme étant la densité d'une fonction gaussienne standard (espérance nulle et variance unitaire) :

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}x^2} \quad (16)$$

L'utilisation pratique de cette méthode requiert deux choses :

- le noyau K (gaussien, rectangulaire, triangulaire, epanechnikov,...);
- le paramètre de lissage h .

Si le choix du noyau est réputé comme peu influent sur l'estimateur, il n'en est pas de même pour le paramètre de lissage (Faucher *et al.*, 2002). Un paramètre trop faible provoque l'apparition de détails artificiels apparaissant sur le graphe de l'estimateur. Pour une valeur de h trop grande, la majorité des caractéristiques est au contraire effacée. Le choix de h est donc une question centrale dans l'estimation de la densité. En partant du principe que les eaux chimiquement homogènes sont distribuées selon une loi gaussienne, nous avons utilisé un noyau gaussien pour l'estimation de la densité de probabilité. Après de multiples essais, le choix du paramètre de lissage s'est porté sur h égal à l'écart type de chaque chronique. Nous avons décomposé ces FDP en suivant le même protocole de décomposition que Massei *et al.* (2007a) et Fournier *et al.* (2007b) grâce à des lois normales.

– Identification des différentes populations d'eaux de Radicate

Les FDP sont présentées sur la Figure II- 74 et présentent des profils unimodaux plus ou moins étroits centrés sur les valeurs de conductivité les plus importantes. Toutefois, les courbes sont très étalées vers les faibles valeurs, avec un certain nombre de populations d'eau faiblement minéralisées.

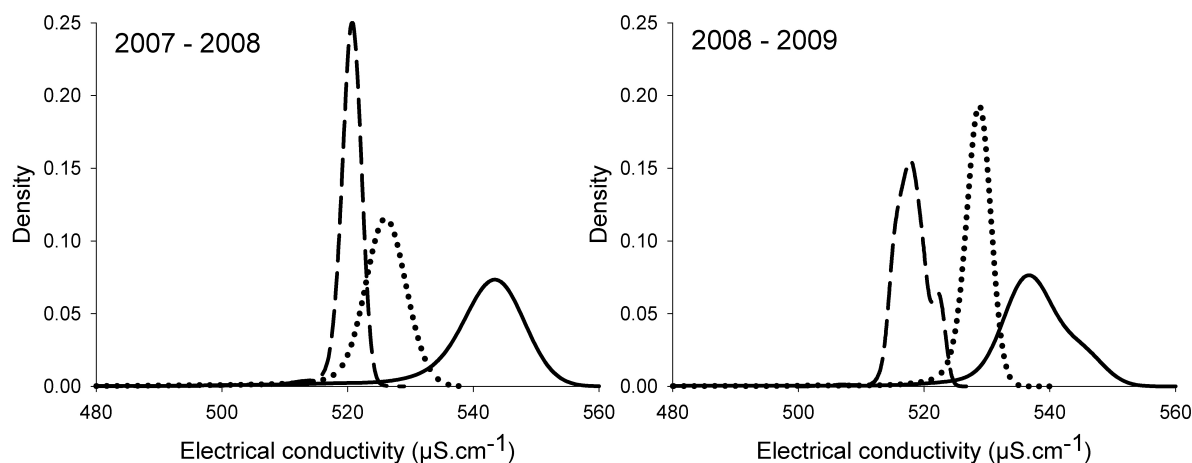


Figure II- 74 : Fonction de Densité de Probabilité des trois sources pour les deux cycles hydrologiques : courbe pleine = Moulin B ; trait tiré = Four aux Veaux ; pointillé = Bruisseriesse

En employant la méthode de décomposition de Massei *et al.* (2007a) et Fournier *et al.* (2007b), on décompose les FDP comme décrit précédemment. Cette décomposition des profils a nécessité l'emploi d'un certain nombre de courbes log-normal (Figure II- 75) Le pourcentage d'occurrence de chaque courbe représente le pourcentage d'apparition des

valeurs de conductivité. On peut donc déterminer la part des eaux de nappe (forte valeur de conductivité) et la part des eaux de surface (faible valeur de conductivité). Nous avons donc pour les trois sources une alimentation très majoritairement d'origine de la nappe de la craie avec des eaux de nappe correspondant à des pourcentages compris entre 89 % et 98.2 %. Les eaux de surface ne représentent que 1.8 à 11 % (Tableau II- 12).

Les sources de Radicatel sont donc alimentées presque exclusivement par des eaux de nappe. Les faibles pourcentages correspondant aux eaux de surface traduisent la présence d'épisodes de crue particulièrement rapides et dont l'influence sur la minéralisation des eaux est courte dans le temps.

Ce comportement réactionnel et impulsif traduit bien le caractère karstique des sources de Radicatel.

	Bruisseresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
P1 %	93.8	91.2	86.4	17	94.8	12.2
P2 %	/	4.7	8	78.6	3.4	76.8
P groundwater %	93.8	95.9	94.4	95.6	98.2	89
P surface %	6.2	4.1	5.6	4.4	1.8	11

Tableau II- 12 : Contribution des différents types d'eaux des trois sources

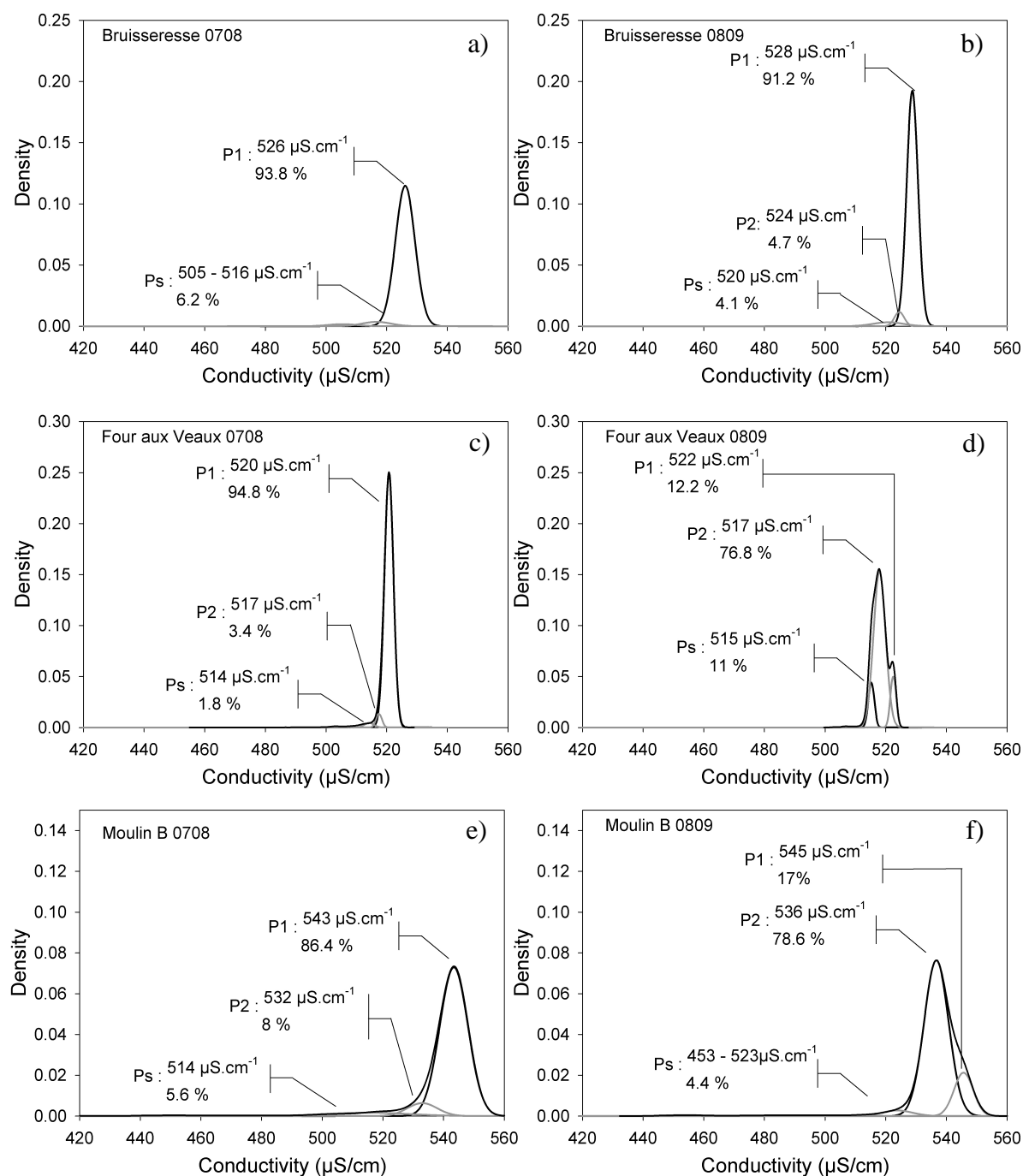


Figure II- 75 : Décomposition des PDF à Radcatel pour les deux cycles hydrologiques ; a), c) et e) : cycle 2007-08) ; b), d) et f) : cycle 2008-09

La décomposition des pics principaux (eaux de nappe) a nécessité l'emploi d'une ou deux courbes (P1 et P2). Cette nécessité met en évidence une double composition géochimique des eaux de la nappe. On a donc une variabilité de la géochimie des eaux de la nappe de la craie au cours d'un cycle hydrologique.

Sur les Figure II- 75 a), c) et e), on constate que P1 représente la population d'eau majoritaire pour les trois sources, P2 ne représentant lorsqu'il est présent que quelques pourcents. Sur les Figure II- 75 b), d) et f), les populations d'eau se minéralisent de quelques

microSiemens, et la répartition des eaux de nappe est modifiée. Le pourcentage de la population P1 diminue pour les trois sources et de manière très importante pour les sources du Moulin B et du Four aux Veaux. Ce changement de répartition est favorable à la population P2. Elle apparaît pour la source de la Bruisseriesse (4.7%) et atteint des valeurs de 78.6% et 76.8% respectivement pour les sources du Moulin B et du Four aux Veaux. Quant à la population des eaux de surface Ps, celle-ci diminue, sauf pour la source du Four aux Veaux. Cette variabilité des populations d'eaux composant les eaux de la nappe peut être expliquée par une variabilité saisonnière de la conductivité électrique liée au mécanisme de vidange des réserves stockées dans les formations superficielles sous la forme de nappe perchée (Jardani, 2007).

II.3.4 Discussion

Les FDP ont montré la prédominance de l'alimentation des sources par les eaux possédant les conductivités les plus importantes, donc par les eaux de nappe. La comparaison avec un autre site régional, le système karstique de Norville met également en évidence une alimentation majoritaire de ces eaux de nappe (Fournier *et al.*, 2007b). Les profils des FDP des systèmes karstiques de la nappe de la craie seraient décrits par Bakalowicz (1979) comme étant des profils de systèmes fracturés faiblement karstifié pour le site de Norville, les sources de Radicatel sont quant à elles clairement positionnées comme étant représentatives de systèmes poreux. La classification de Bakalowicz néglige donc dans notre cas d'étude la composante karstique du système de Radicatel.

La faible proportion des eaux de surface (1.8 % à 11 %) par rapport aux eaux matricielles traduit une alimentation majoritairement matricielle des sources, mais le faible impact temporel des eaux de surface met en évidence un caractère karstique très bien développé et très réactif. Les eaux de surface sont évacuées très rapidement à travers le réseau de drains karstiques. Il en découle une probabilité d'apparition des eaux de surface très faible vis-à-vis des eaux matricielles à l'échelle du cycle hydrologique.

Le caractère karstique de ces systèmes poreux fissurés est donc minoritaire vis-à-vis des temps d'apparition des eaux aux sources mais il a un impact très négatif pour la ressource d'un point de vue sanitaire (Beaudeau *et al.*, 1999 ; Dussart-Baptista, 2003 ; Beaudeau *et al.*, 2010 ; Flores Ribeiro, 2010 ; Laroche-Ajzenberg, 2010a ; 2010b). Les très bonnes connexions entre ces sources et la surface font de celles-ci une ressource très vulnérable.

La double composition des eaux de nappe témoigne d'une évolution saisonnière de la conductivité électrique. Sur la Figure II- 76, les valeurs de conductivité électrique

enregistrées pour les trois sources possèdent une valeur moyenne située entre 520 et 540 $\mu\text{S.cm}^{-1}$.

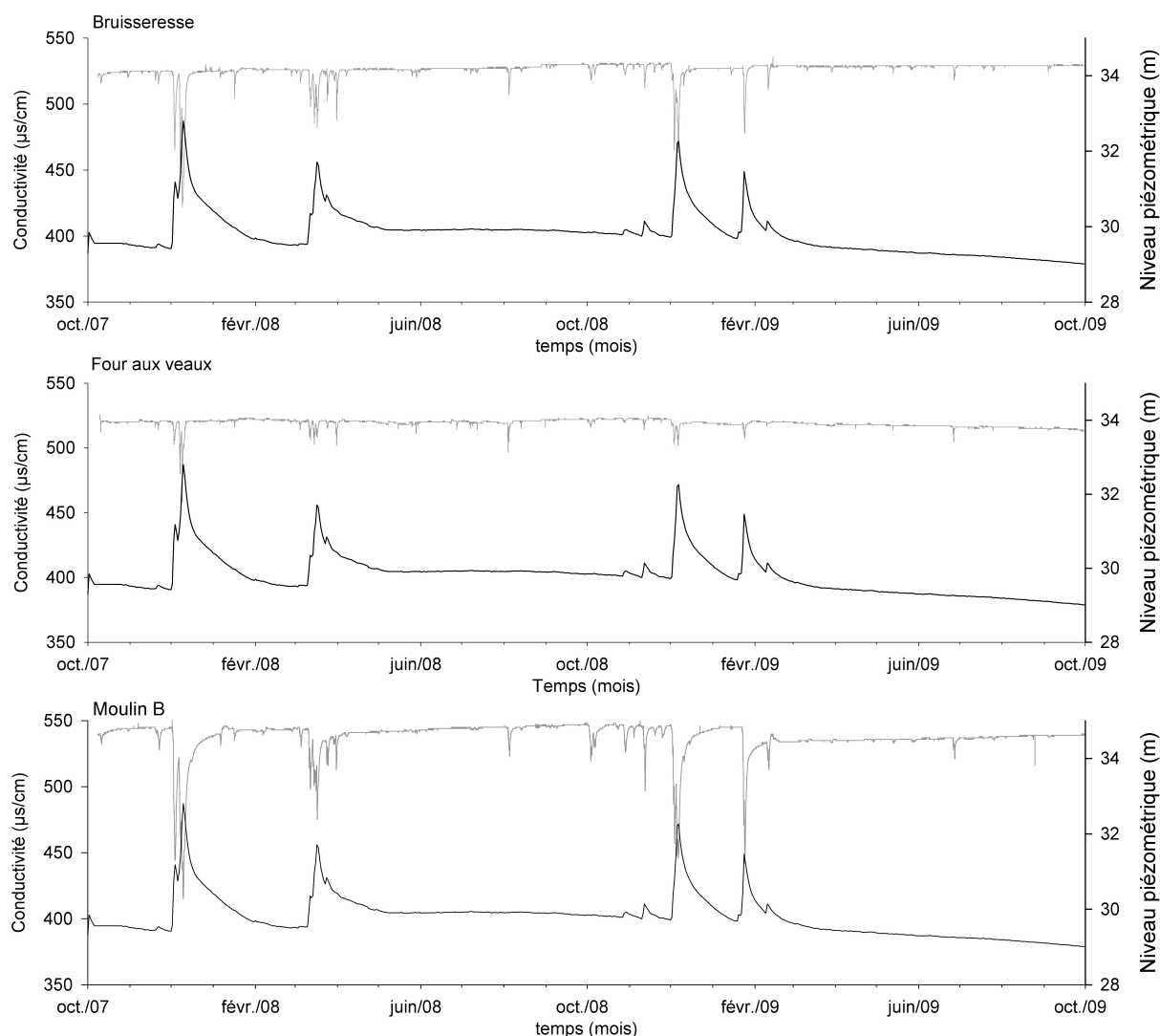


Figure II- 76 : Enregistrement de la conductivité électrique et des variations piézométriques durant la période d'étude

Nous venons de le voir grâce aux FDP, ces valeurs traduisent les eaux issues de la nappe de la craie. La double composition de ces eaux de nappe est particulièrement visible sur la chronique de conductivité de la source du Moulin B et ce au cours des deux cycles hydrologiques. En effet, la conductivité de cette source est à son maximum au cours de la période hivernale, puis suite aux épisodes de crue successifs marqués par des chutes brutales de la conductivité, la valeur moyenne de celle-ci diminue de quelques microSiemens et remonte progressivement aux cours des mois suivants jusqu'à la période automnale. Cette remontée lente et régulière de la conductivité traduit la part grandissante des eaux issues de l'infiltration lente (plus minéralisées) dans le mélange des eaux. Les crues hivernales successives impactent beaucoup plus la source du Moulin B, avec des chutes

brutales de la conductivité électrique traduisant un apport massif et concentré d'eau de surface.

La succession chronologique décrite s'applique également à la source de la Bruisseriesse durant les deux cycles hydrologiques, ainsi que pour la source du Four aux Veaux pour le cycle 2007-2008. Le processus semble toutefois moins marqué et plus atténué pour ces deux sources. Ce comportement moins tranché, vient de l'impact moins prononcé des crues avec des amplitudes de baisses de la conductivité électrique moins importantes.

– Cas particulier du cycle 2008-2009 pour la source du Four aux Veaux

On note cependant un cas particulier pour le cycle 2008-09, celui de la source du Four aux Veaux. Contrairement aux autres sources ou au cycle hydrologique précédent, la tendance de la conductivité électrique de la source du Four aux Veaux au cours du printemps et de l'été est une lente décroissance progressive jusqu'au début du cycle hydrologique suivant. Au cours de ce cycle, le niveau piézométrique atteint un de ses plus bas niveaux historiques, et les précipitations sont particulièrement faibles (660 mm).

La diminution du niveau de base de la conductivité électrique traduit un apport d'eau continu moins minéralisée prenant une part de plus en plus importante au fil du temps dans le mélange des eaux. Nous n'avons pas identifié pour l'heure l'origine de ces eaux, mais ceci nous amène à nous poser la question suivante : Quels sont les paramètres pouvant être à l'origine de ce processus ?

- De par sa situation à +15 m NGF et son positionnement au niveau du recoupement de la surface piézométrique, la source du Four aux Veaux est vraisemblablement de type jurassien avec une petite zone d'alimentation drainant un volume faible par le biais d'un système karstique efficace. Ce système a un volume dynamique réduit.
- Les précipitations étant particulièrement faibles, l'apport des eaux par infiltration lente (par la fissuration) a été moins important que lors du cycle précédent. Or ces eaux riches en P_{CO_2} ont un pouvoir de dissolution important et peuvent donc présenter une minéralisation plus marquée donnant des valeurs de conductivité électrique plus élevées que les eaux matricielles à l'équilibre. L'apport moins important de ces eaux plus minéralisées se traduit par une expression plus nette de la minéralisation des eaux matricielles.

La combinaison de ces éléments aboutit au cours du cycle 2008-09 à une source dont le volume dynamique est proche de l'étiage et dont l'influence des eaux par infiltration lente a été très faible. La diminution du niveau de base de la conductivité électrique de la source du Four aux Veaux reflèterait une part plus importante des eaux matricielles.

II.3.5 Conclusion partielle

Le champ captant étudiées présente bel et bien un caractère karstique fort avec des réponses rapides et marquées suite aux épisodes pluvieux. Les décroissances des analyses corrélatoires permettent de caractériser les trois sources étudiées, comme étant des exutoires de systèmes karstiques bien développés, avec de faibles effets mémoires. La très grande réactivité des sources face aux précipitations témoigne de l'existence de connexions entre la surface et les sources très bien développées permettant la circulation des eaux de surface de manière très rapide. Ce critère de vulnérabilité des sources est d'autant plus important que celles-ci représentent la principale zone de production d'eau potable de l'agglomération havraise (250 000 hab.). En contrepartie de cette vulnérabilité latente, le développement karstique permet d'impacter les sources seulement pour un laps de temps très court à l'échelle d'un cycle hydrologique. En effet, les eaux potentiellement porteuses d'éléments pathogènes ne représentent que quelques pourcents de la totalité des eaux. L'utilisation de la méthode de décomposition de la fonction de la densité de probabilité permet, au même titre que la méthode de décomposition proposé par Massei *et al.* (2007a), de mettre en avant la saisonnalité de la variabilité de la conductivité électrique. La mise en évidence de la double composition des eaux de la nappe de la craie est interprétée comme l'apport progressif des eaux plus minéralisées issues de l'infiltration lente au travers de la zone non saturée. Ce schéma de fonctionnement s'applique bien pour les trois sources durant les deux cycles hydrologiques, sauf pour la source du Four aux Veaux durant le cycle 2008-2009. En effet, à cause d'une zone d'alimentation réduite, d'un volume dynamique réduit et d'un apport d'eau d'infiltration lente moins important, le niveau de base de la conductivité électrique diminue, résultant du drainage d'eau matricielles moins minéralisées.

II.4 Conclusion

La caractérisation des trois principales contraintes ou paramètres forçants est essentielle afin d'étudier et de comprendre le fonctionnement du système karstique de Radicatel.

L'étude du contenu fréquentiel des chroniques de précipitations et de piézométrie a permis de confirmer l'existence du contrôle climatique, sur les modalités de recharge de la nappe de la craie alimentant les sources de Radicatel. Ainsi, les variations pluriannuelles des niveaux piézométriques sont contrôlées par les fluctuations pluriannuelles des précipitations, elles-mêmes influencées par les variations climatiques (NAO). Ce résultat local est en accord avec les travaux de Slimani (2009) à l'échelle régionale. L'analyse en ondelettes des précipitations et d'autres paramètres hydrologiques est une approche devenue traditionnelle au sein de l'UMR 6143 M2C. L'originalité fut ici d'avoir travaillé sur des données de turbidité, résultat de mécanismes complexes tels que les processus d'érosion, de transport et de sédimentation. Le contenu fréquentiel du signal turbide similaire à celui des précipitations témoigne de l'impact et du contrôle des pluies sur ces multiples processus. La correspondance fréquentielle implique également que le système karstique n'a que peu d'impact sur les processus induits par les précipitations. Le système karstique de Radicatel est donc constitué de drains bien développés.

L'enregistrement sédimentaire actuel a permis de déterminer les processus responsables de la formation des lamines, processus purement événementiels, de types crues turbides. Cette approche permettra aux futures études sur les remplissages intrakarstiques, d'affiner les interprétations des formidables accumulations sédimentaires présentes dans les réseaux karstiques fossiles. Cette étude du remplissage sédimentaire permet de préciser la nature silto-sableuse et l'origine des sédiments (mélange de Loess et de Sables de Saint Eustache), mais également de déterminer les conditions hydrodynamiques responsables de ce flux sédimentaire.

Le contrôle structural est important dans la compréhension des dynamiques de la nappe de la craie, mais également sur les processus de karstification. La nappe de la craie au sein du Bec de Caux est donc principalement contrainte par deux éléments majeurs que sont la faille Fécamp-Lillebonne et la morphologie du toit de l'Albien. L'association de ces deux figures géologiques aboutit à une gouttière affaissée d'orientation N-NO/ S-SE, siège d'une nappe très puissante. Il est intéressant de noter que la position de la gouttière affaissée se surimpose à celle du système faillé décrit par Ragot (1988), délimitant ainsi une gouttière structurale parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne et compartimentant la zone d'alimentation des sources de Radicatel. A l'échelle locale, ces précisions apportées permettent de proposer des directions préférentielles du développement des réseaux karstiques et de réaliser un schéma d'écoulement général alimentant les sources de Radicatel.

La relation existant entre la nappe de la craie et les réseaux karstiques est abordée grâce à l'étude de la conductivité électrique des trois sources étudiées de Radicatel. Nous avons pu identifier et quantifier les différentes populations d'eau, qui correspondent environ dans 95% du temps à des eaux de nappe contre 5% pour des eaux superficielles. Le développement karstique a également pu être précisé grâce aux profils des densités de probabilité de la conductivité électrique. Les réponses face aux précipitations ainsi que l'impact temporel des variations de conductivité indiquent que le karst de Radicatel est très réactif et bien développé.

Partie III : Etude du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de Radicatel

Chapitre 1 : Etat des connaissances du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel

Chapitre 2 : Description générale des chroniques de données des trois sources

Chapitre 3 : Réactivité du système suite aux précipitations

Chapitre 4 : Impact anthropique sur le signal de sortie : effet des pompages sur la turbidité

Chapitre 5 : Approche fonctionnelle des sources de Radicatel

Chapitre 6 : Schéma de synthèse du fonctionnement des trois sources

Les travaux des chapitres précédents ont permis de faire la synthèse des paramètres forçant climatiques et morphostructuraux, mais également d'aborder la dualité de comportement hydrologique combinant à l'aquifère crayeux poreux fissuré une composante karstique très présente. L'objectif de cette partie vise à définir si ces contraintes jouent sur le fonctionnement global de trois sources karstiques proches, ou bien si au contraire, ils peuvent avoir une influence sur le fonctionnement hydrologique propre à ces trois sources. Pour cela, nous appliquerons les méthodes de traitement du signal communément employées en hydrologie (Mesquita, 2009) et en hydrogéologie karstique (Mangin, 1975 ; Mangin, 1984 ; Maqsoud, 1996 ; Bouchaou *et al.*, 1997 ; Grasso, 1998 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Mangin, 1998 ; Labat *et al.*, 1999b ; 1999c ; Labat *et al.*, 2000a ; 2000b ; Bouchaou *et al.*, 2002 ; Amraoui *et al.*, 2003 ; Bailly-Comte *et al.*, 2008 ; 2009), introduites par (Maqsoud, 1996), reprises et développées par Valdes, (2005), Fournier, (2006), Massei *et al.*, (2006b), Fournier, (2008).

Les deux premiers chapitres viseront à présenter le fonctionnement hydrologique du champ captant de Radicatel et notamment, les interactions entre les différents ouvrages, puis de présenter les chroniques de données brutes des paramètres physico-chimiques enregistrés aux cours de deux cycles hydrologiques (2007-08 et 2008-09) pour trois sources proches : Four aux Veaux, Bruisseriesse et Moulin B.

Le troisième chapitre introduit une discussion sur le rôle de filtre des bassins versants de surface et des processus de ruissellement – érosion sur le signal « pluie » avant son entrée dans le système karstique à proprement parler. La continuité de cette discussion aboutit à définir des seuils de précipitation expliquant la mise en fonctionnement des surfaces ruisselantes contributives et ainsi de déterminer des conditions favorables à l'apparition des épisodes de crue au niveau du champ captant de Radicatel. Cette relation entre les précipitations et les signaux de sortie des systèmes karstiques permet de définir des temps de réponse et d'aborder la notion de filtre que joue l'hydrosystème sur les signaux de sortie et son évolution lors de conditions piézométriques différentes. Les sources faisant partie intégrante du champ captant de Radicatel, elles sont soumises à l'impact anthropique et tout particulièrement du pompage. Nous avons dans un premier temps identifié la présence de cet impact sur le signal turbide puis, nous avons déterminé la part de celui-ci dans la variabilité du signal turbide.

Le cinquième chapitre vise à aborder plus précisément le rôle de filtre des hydrosystèmes sur les signaux de sortie et les dynamiques de transport des phases particulaire et dissous. Le sixième et dernier chapitre constitue une synthèse des fonctionnements hydrologiques globaux et locaux afin de mettre en évidence les différentes interactions entre le contexte morpho structural et l'hétérogénéité de fonctionnement des trois sources.

III.1 Etat des connaissances du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel

La connaissance du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel repose principalement sur des rapports du BRGM relatant la recherche et la protection de nouveaux sites de production d'eau pour l'agglomération havraise (Bassompierre, 1956 ; Roux, 1971), ou bien encore, sur l'étude des capacités de production des différents captages (sources et forages) implantés sur le champ captant (Roux et Tremenbert, 1978). Cette dernière étude aborde les relations existantes entre les différents ouvrages et la nappe de la craie. Pour cela, deux campagnes de mesures de débits et de hauteurs d'eau ont été réalisées, l'une en août 1977, l'autre en 1978. Ces deux campagnes ont permis de réaliser une carte précise de la surface piézométrique au sein de la nappe de la craie à partir d'un réseau dense de 35 piézomètres atteignant les graves de fonds ou la craie (Figure III- 1), et confirment la direction N/S de l'écoulement de la nappe de la craie, vers la Seine.

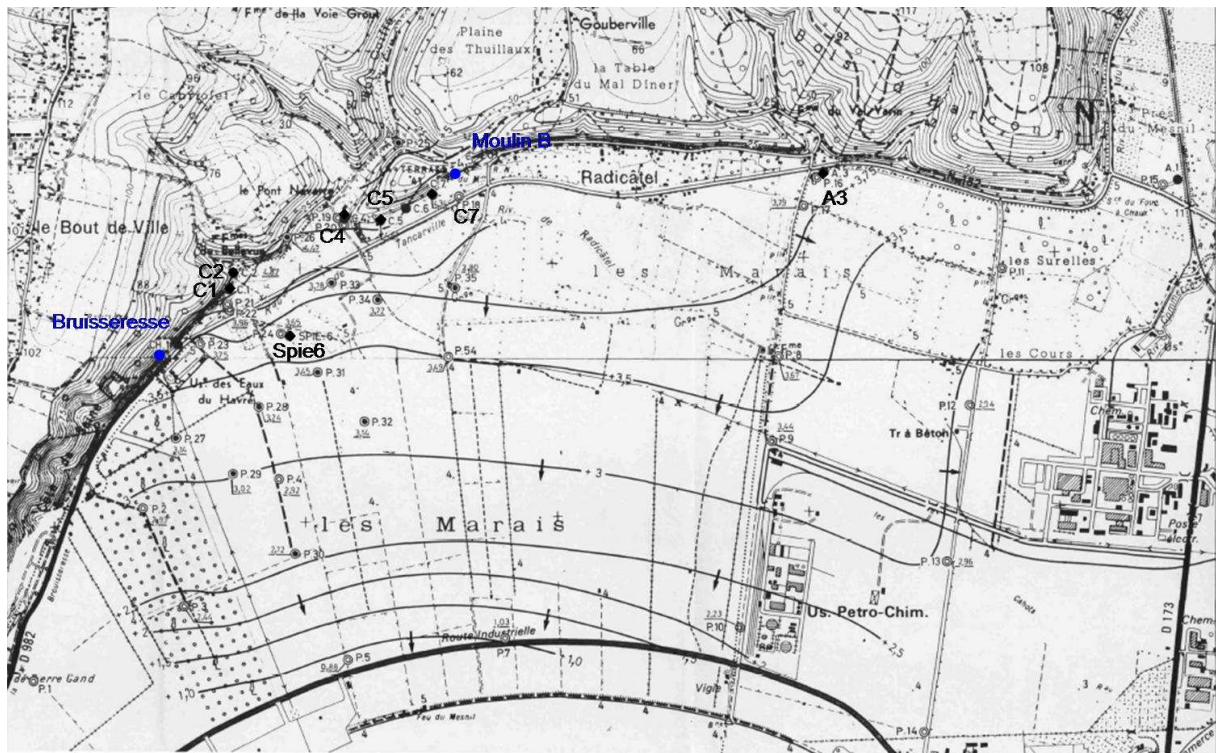


Figure III- 1 : Relevé du niveau piézométrique de la nappe de la craie dans la plaine alluviale de la Seine en 1978 (d'après Roux, 1978)

Les ouvrages suivis au cours de cette étude sont les sources de la Bruisseresse et du Moulin B, les forages de la craie C1, C2, C4, C5 et C7 et les forages de la nappe alluviale des graves de fonds Spie6 et A3 (Figure III- 1).

- En 1977, les résultats d'un pompage par paliers de 8 h en condition d'exploitation durant 48 h, ont permis de déterminer que les forages C1, C2 et C7 ont les valeurs de transmissivité les plus élevées, de l'ordre de $0.42 \text{ m}^2/\text{s}$. De plus, C1 C4 et C7 ont des valeurs de coefficient d'emménagement comprises entre 6 et 13 %, indiquant une craie bien fissurée. Le cône de dépression engendré par ce pompage s'oriente selon la direction NE – SW. La forme allongée de celui-ci n'est pas influencée par la marée (deux campagnes de mesures à marée haute et marée basse). Cette dépression indique qu'il y a un drainage préférentiel au débouché du vallon du Pont de Navarre (Figure III- 2).

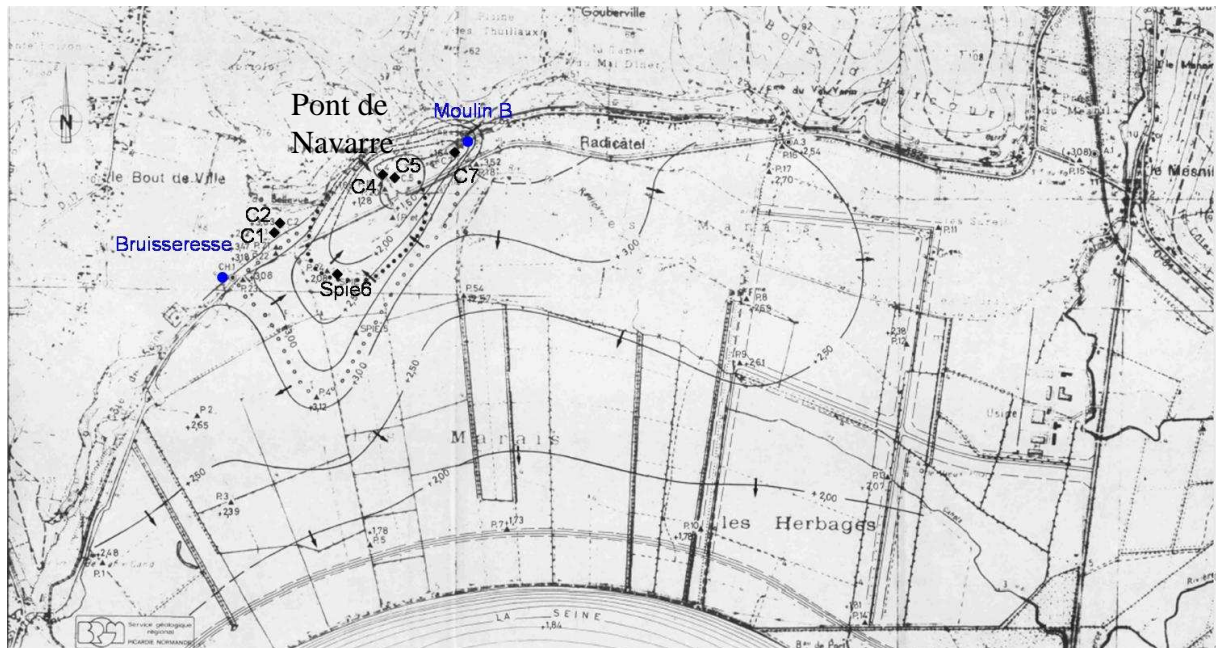


Figure III- 2 : Evolution du niveau piézométrique suite à des pompages par paliers de 8h durant 48h en 1977 (d'après Roux, 1978)

- En 1978, le protocole de pompage a été revu, et trois expériences ont été réalisées selon un pompage continu de 48 h sur tous les ouvrages, un pompage de 120 h pour les forages C1 et C2 et enfin un pompage de 120 h sur tous les forages.

- Pompage de 48 h (Figure III- 3)

Le pompage continu sur tous les ouvrages n'a pas eu d'impact sur la source du Moulin B. Son débit est resté stable à $740 \text{ m}^3/\text{h}$, bien que le forage C7 soit proche (environ 100m). La source de la Bruisseriesse a vu son débit ($610 \text{ m}^3/\text{h}$) diminuer de 23 %, mais celui-ci s'est stabilisé en fin de pompage.

Suite à ce pompage, un relevé piézométrique indique 3 dépressions distinctes : (i) peu étendues sous C1 et C2, (ii) allongées et peu étendues vers le Sud pour C4, C5 et C7, (iii) assez étendues selon une direction NE-SW sous Spie6. Nous retrouvons la dépression orientée NE-SW mise en évidence au cours de la première expérience de pompage en 1977.

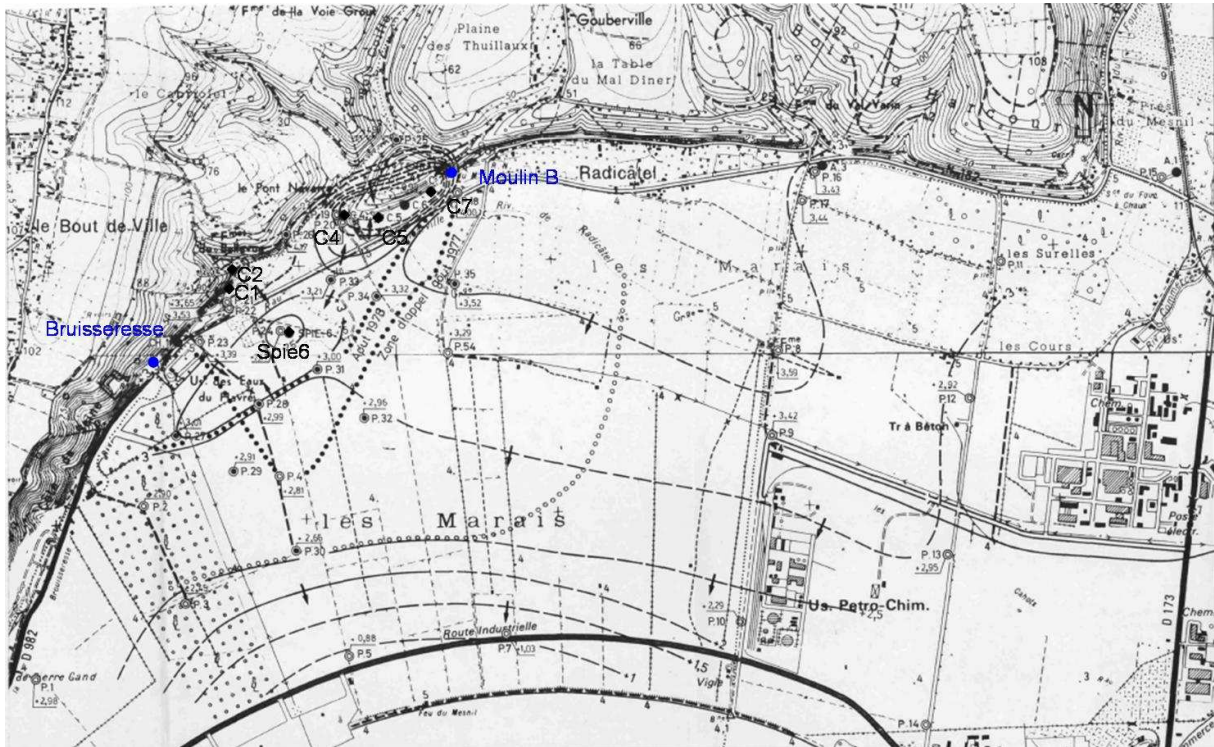


Figure III- 3 : Evolution du niveau piézométrique après un pompage en continu durant 48h sur tous les ouvrages en 1978 (d'après Roux, 1978)

- Pompage de longue durée de 120 h sur les ouvrages C1 et C2 avec les débits d'exploitation maximums.

Ce pompage longue durée, ciblé sur les forages C1 et C2 a permis de mettre en évidence l'impact de ceux-ci sur le débit de la source de la Bruisseresse. En effet, le débit de la source a diminué de 64% à la fin de l'exercice. La surexploitation de ces forages pourrait engendrer un assèchement de la source de la Bruisseresse notamment en période d'étiage sévère.

L'étude des débits et des hauteurs d'eau dans ces forages a permis de mettre en évidence une réalimentation importante de la nappe à proximité de ceux-ci. L'information complémentaire de ce pompage longue durée est qu'il n'y a pas eu d'impact sur les forages C4, C5 et C7, ni sur la source du Moulin B.

- Pompage de longue durée de 120 h sur tous les ouvrages sauf A3 avec les débits d'exploitation maximum (Figure III- 4).

Pour les forages C1 et C2, les résultats sont identiques que ceux précédemment observés, avec une stabilisation des niveaux après 72 h de pompage.

Pour les forages C4, C5 et C7, Roux (1978) observe une chute brutale des débits accélérée par le blocage des eaux de surface par des barrages. Ces pompages n'ont pas eu d'impact sur la source du Moulin B, mais la petite source non captée à proximité a vu son débit diminuer de 25 %. Ces résultats montrent qu'il n'y a pas de réalimentation par la nappe de la craie des forages C4, C5 et C7, mettant ainsi en évidence l'hétérogénéité de la craie du

champ captant. La craie drainée par la source du Moulin B est plus fissurée que la craie turonienne marneuse atteinte par les forages.

Pour le forage Spie6 situé dans la plaine alluviale, le pompage n'a pas eu d'effet sur la source de la Bruisseresse.

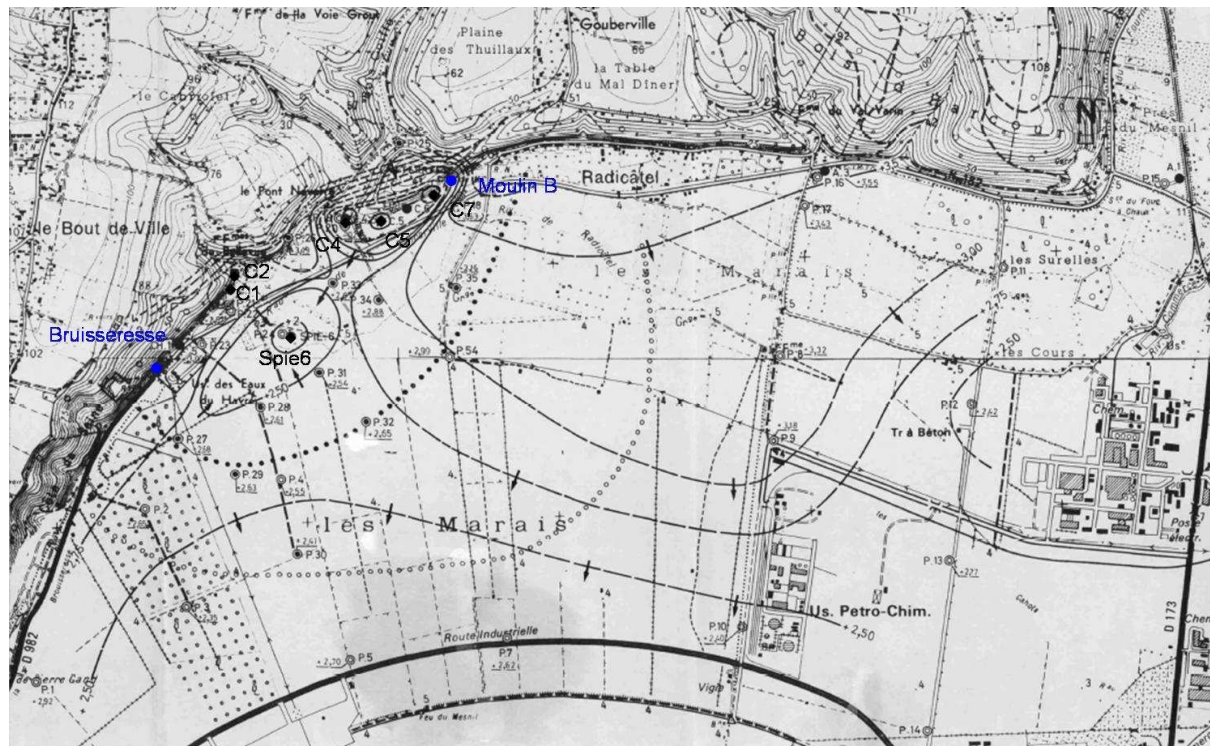


Figure III- 4 : Evolution du niveau piézométrique après pompage en continu durant 120h sur tous les ouvrages en 1978 (d'après Roux, 1978)

Suite à ce pompage prolongé sur tous les ouvrages, nous pouvons voir que le cône de dépression est continu de C7 à Spie6, alors qu'il était double suite au pompage de 48 h. L'orientation de celui-ci est toujours NE-SW. Le cône de dépression de C1-C2 reste très faible, ceci étant dû à une réalimentation importante de la nappe, et n'est pas en relation avec celui précédemment cité.

Les deux groupes de forages C1-C2 et C4-C5-C7 sont distincts sans relation aucune. L'influence du groupe C1-C2 sur la source de la Bruisseresse démontre que ces ouvrages drainent la même « eau ». Le groupe C4-C5-C7 n'a quant à lui pas d'impact sur la source du Moulin B.

Les deux sources n'ont donc pas de relations hydrogéologiques entre elles. Cette séparation semble se réaliser au niveau du vallon du Pont de Navarre que Ragot (1988) a décrit comme fortement déformée avec la présence d'une faille possédant un rejet de 10 à 12 m, que nous avons localisée plus précisément au niveau de la source du Moulin B (cf. II.2.2.2 ; faille du Moulin). Ces résultats permettent de mettre en évidence pour la première fois l'impact du contexte morpho-structural et tout particulièrement celui de la faille du Moulin sur le fonctionnement hydrologique différent de ces deux sources.

III.2 Description générale des chroniques de données des trois sources

Pour étudier le fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel, nous avons enregistré les données de turbidité, de conductivité électrique et de précipitation durant deux cycles hydrologiques : 2007-08 et 2008-09 (Figure III- 5, III- 6). Les sources étudiées sont celles présentées dans les chapitres précédant ; source de la Bruisseriesse, du Moulin B et du Four aux Veaux.

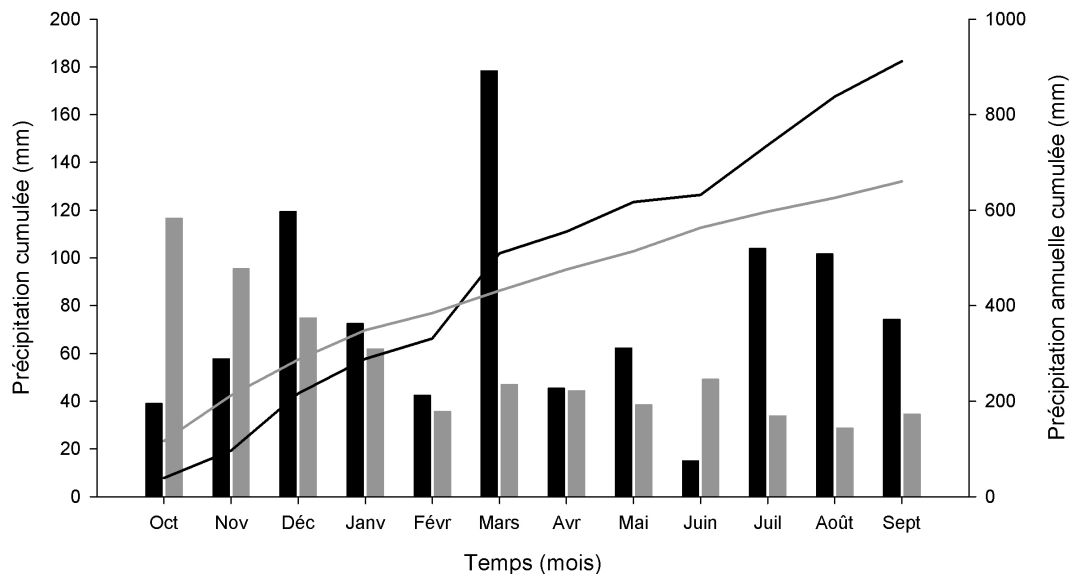


Figure III- 5 : Précipitations mensuelles enregistrées au cours des deux cycles hydrologiques et précipitations annuelles cumulées. ■ : cycle hydrologique 2007-08, ■ : cycle hydrologique 2008-09

Le cycle hydrologique 2007-08 est marqué par un cumul de précipitations de 912 mm et par des mois de mars, juillet et août particulièrement pluvieux avec 180 mm pour le mois de mars, et près de 100 mm pour les deux autres mois.

Le cycle hydrologique 2008-09 est quant à lui marqué par un cumul de 660 mm, soit 36 % de moins que la moyenne annuelle calculée sur les 20 dernières années. Ce déficit pluviométrique s'explique par de très faibles précipitations entre les mois de février et de septembre, avec seulement 310 mm.

Les trois sources présentent des chroniques marquées par de nombreuses crues turbides durant la période comprise, entre le mois d'octobre et le mois de avril, décembre étant le mois durant lequel a eu lieu les crues maximales (supérieures à 100 NTU) et ce pour les deux cycles hydrologiques. Ces crues turbides ont des amplitudes comparables pour les sources de la Bruisseriesse et du Moulin B. Elles sont moins nombreuses et moins intenses pour la source du Four aux Veaux, notamment durant le cycle 2008-09.

Lors du cycle hydrologique 2008-09 (année moins pluvieuse) les épisodes de pluie furent peu nombreux et de faible importance. Le nombre de crues suit alors la même logique, à

savoir, des crues moins nombreuses, de plus faibles amplitudes et plus brèves dans le temps, comme en atteste les valeurs moyennes de turbidité et de conductivité électrique (Tableau III- 1).

Il est intéressant de noter que les trois sources ont répondu avec des intensités similaires (≈ 15 à 20 NTU) aux averses orageuses des mois de juillet et août et ce durant les deux cycles hydrologiques.

	Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Turb moy	4.0	2.5	3.8	2.8	1.5	0.5
Turb max	180.6	125.9	180.6	91.0	111.0	16.7
Turb écart type	11.5	7.3	10.7	7.3	4.4	0.8
Turb ≥ 100 NTU	1.71 j	6 h	18.25 h	/	2.0 h	/
Turb ≥ 5 NTU	33.85 j	22.15 j	28.80 j	26 j	9.78 j	2.71 j
C moy	524.0	527.7	539.5	536.3	520.1	518.1
C min	422.0	463.0	415.0	442.0	458.0	502.0
C écart type	9.0	5.5	14.0	10.8	3.4	2.6

Tableau III- 1 : Synthèse des données relatives à chaque source étudiée au cours des deux cycles hydrologiques ; Turb = Turbidité en NTU, C = Conductivité électrique en $\mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$

De manière systématique, lorsque les sources présentent une augmentation de turbidité, nous enregistrons des chutes de la conductivité électrique. La conductivité sert alors de marqueur des eaux de surface et des eaux souterraines. En effet, les eaux de surface, faiblement concentrées en minéraux dissous, sont caractérisées par une faible conductivité, à l'inverse des eaux souterraines qui circulent dans les drains et érodent la roche encaissante, et qui sont donc caractérisées par une forte conductivité. Ainsi, lorsque des eaux de surface pénètrent dans l'aquifère karstique, elles diluent les eaux souterraines et il en résulte une diminution de la conductivité électrique des eaux au niveau des sources. Les chutes de conductivité sont les plus importantes pour la source du Moulin B, puis de la Bruisseriesse et enfin du Four aux Veaux.

Nous pouvons voir qu'il n'y a pas de relation linéaire entre les amplitudes des chutes de conductivité et les augmentations de turbidité (Figure III- 6). En effet, bien que les chutes de conductivité et les augmentations de turbidité soient des réponses du système karstique aux fortes précipitations, le caractère karstique de celui-ci implique un fonctionnement non linéaire et donc des réponses variables.

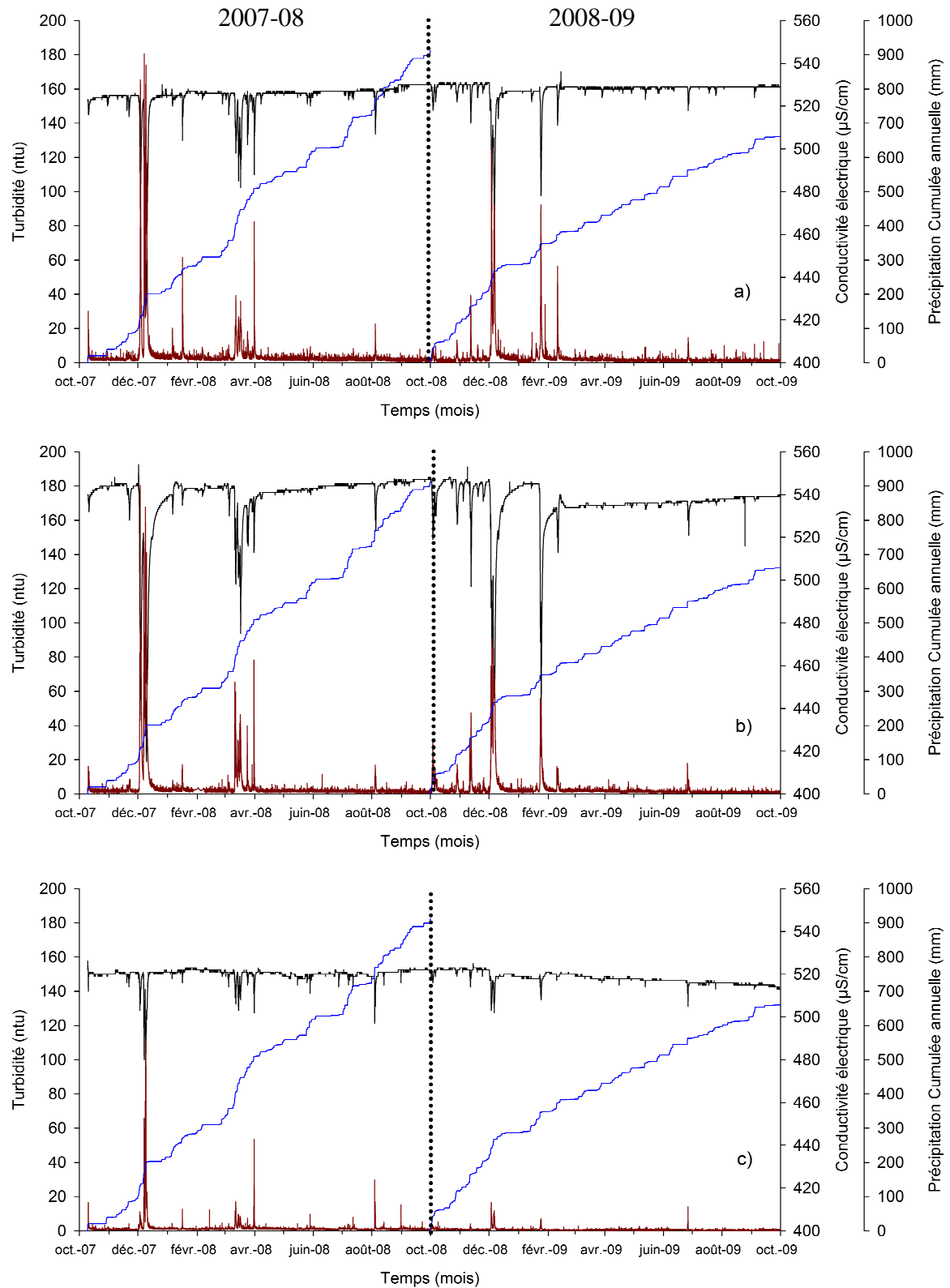


Figure III- 6 : Chroniques de données acquises aux sources de Radicatel ; a) Bruisseresse, b) Moulin B, c) Four aux Veaux ; en rouge : la turbidité, en noir : la conductivité électrique, en bleu : les précipitations cumulées au cours des deux cycles hydrologiques 2007-08 et 2008-09

En ce qui concerne la piézométrie mesurée au piézomètre des Trois Pierres, nous avons vu dans le chapitre II.1.1.3 que les variations piézométriques pluriannuelles ont une période de 5 à 7 ans, marquées par de très hauts niveaux lors des années 1987, 1995 et 2001 (maximum historique de 42 m).

Lors du cycle 2007-08, le niveau piézométrique atteint un maximum avec une valeur de 32.8 m soit presque 10 m de moins que lors de l'année 2001 (Figure III- 7). Le niveau piézométrique amorce ensuite une baisse au cours du cycle 2008-09, pour atteindre la valeur de 29 m au cours du mois de septembre 2009. L'étude de l'hydrosystème se situe donc dans des conditions hydrologiques de relatif bas niveau piézométrique avec une tendance à la diminution. Cette information est importante à prendre en compte vis-à-vis de la géométrie des différentes zones saturées et non-saturées.

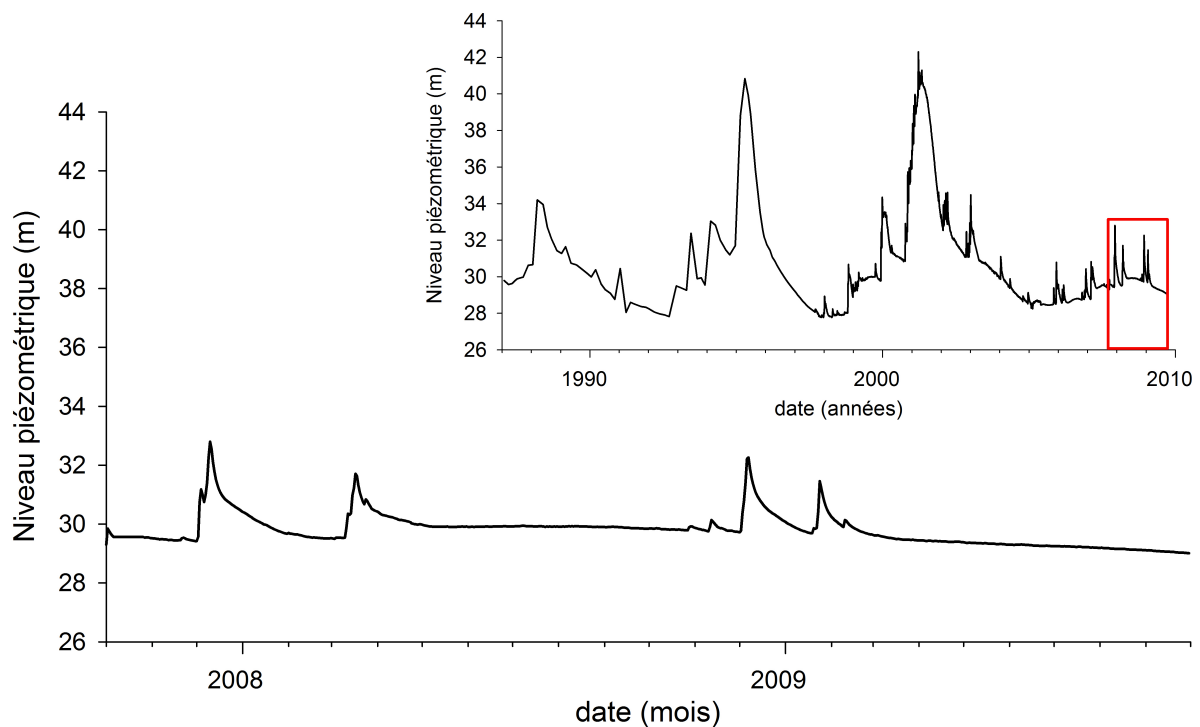


Figure III- 7 : Chronique piézométrique du piézomètre des Trois Pierres durant la période d'étude replacée dans un contexte hydrologique global

III.3 Réactions du système suite aux précipitations

III.3.1 Détermination des seuils de précipitations déclencheurs des événements turbides majeurs

Dans le cadre d'une gestion optimisée et maîtrisée de la ressource en eau, il est nécessaire de pouvoir anticiper les réactions du système (variations des débits, de turbidité,...) faisant suite aux précipitations. En hydrologie de surface et en hydrologie karstique, de nombreuses études mettent en œuvre des modèles permettant de répondre à ces questions (Drogue et Guilbot, 1977 ; Labat *et al.*, 1999a ; Fleury *et al.*, 2009 ; Jukic et Denic-Jukic, 2009). Dans le cadre hydrologique de la Haute Normandie, de récents travaux ont permis de modéliser les débits de base de sources à partir des relations existantes avec les variations piézométriques de la nappe de la craie (Mesquita, 2009 ; Mouhri, 2010).

Néanmoins, il est impossible d'appliquer ces méthodes de modélisation à notre site d'étude dans le but d'anticiper et de prévenir les risques de crues, dans la mesure où nous ne disposons d'aucune chronique de débits sur les sources étudiées.

Dans un premier temps, nous avons défini les temps de retour des conditions d'apparition des épisodes pluvieux et turbides caractéristiques de l'extension maximale des surfaces contributives, et nous avons vérifié si ces fréquences sont constantes dans le temps ou si elles peuvent être influencées par les variations des périodes d'activité hydroclimatique. Dans un second temps, nous avons étudié la répartition saisonnière de ces épisodes turbides majeurs.

III.3.1.1 Le bassin versant : Premier filtre du signal météorologique

Comme nous l'avons vu précédemment, le bassin d'alimentation des sources de Radicatel couvre une superficie de 84 Km². Cette surface offre de multiples facteurs pouvant être à l'origine de la modification du signal d'entrée (Figure III- 8).

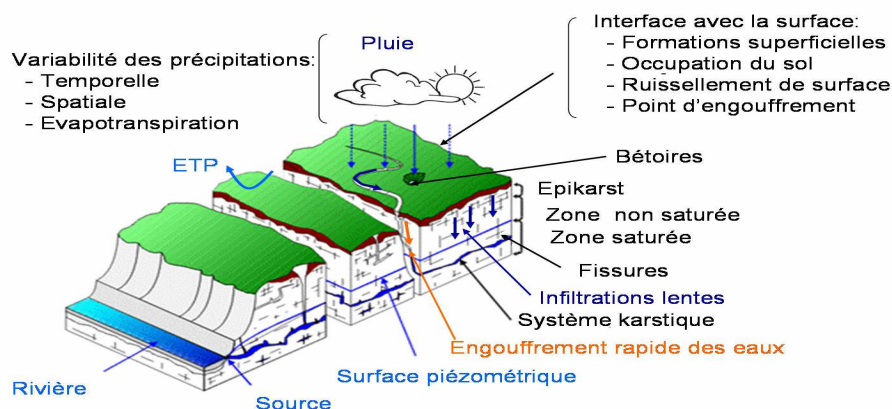


Figure III- 8 : Modification du signal d'entrée avant même son entrée dans le système

La réponse hydrologique d'un bassin versant est influencée par une multitude de facteurs tels que ceux liés :

- aux conditions climatiques du milieu,
- à la pluviosité (répartition spatiale et temporelle, intensité et durée),
- à la morphologie du bassin versant (forme, dimension, altimétrie, orientation des versants),
- aux propriétés physiques du bassin (nature des sols, couverture végétale, lithologie).

La chronique de précipitations dont nous disposons représente les mesures journalières de 1981 à 2006 du pluviomètre de Bolbec (76114001). Ce pluviomètre se situe au cœur de la zone d'étude, mais sur une telle surface, nous pouvons nous poser la question de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations. De récentes mesures sur le bassin versant de la Lézarde (situé à l'Ouest de la zone d'étude) ont montré qu'au cours d'un même épisode pluvieux, deux pluviomètres proches peuvent enregistrer une différence de 30 mm. A cette variabilité du signal climatique s'ajoute le rôle du couvert végétal. En effet, l'évapotranspiration (ETP) est un facteur de la modification du signal pluie, principalement visible entre les périodes hivernales et estivales. Le couvert végétal de la zone d'étude est homogène, nous pouvons donc considérer que l'ETP sur notre zone d'étude est homogène sans disparité géographique.

L'occupation des sols joue également un rôle important sur les mécanismes générateurs de ruissellement. La Figure III- 9a représente les quatre grandes catégories d'occupation des sols (zone urbanisée, terre cultivée, prairie, forêt). Nous pouvons voir ainsi que la zone d'étude est dans l'ensemble fortement agricole avec 60.6 %, avec également une forte proportion de zones naturelles 31.5 % (forêt, prairie), et seulement 7.9 % de surface urbanisée (Tableau III- 2).

Pourcentage (%)	Zone d'étude	Commerce	Haut Commerce	Radicatel	Four aux Veaux
Territoires urbanisés	7.9	9.1	4.9	8.8	9.7
Terres agricoles	60.6	59.5	71.1	55.2	65.1
Prairies	17.4	19.4	21.4	7.3	6.7
Forêts	14.1	12	2.6	28.6	18.5
Total	100	100	100	100	100

Tableau III- 2 : Pourcentage de répartition de l'occupation des sols à partir de Corinne Land Cover 2006

Nous retrouvons cette répartition à plus petite échelle au sein des bassins versants de Radicatel, du Four aux Veaux et du sous bassin versant amont du Commerce capturé par

les sources de Radicatel, pour lequel les terres agricoles prennent une part encore plus importante (71.1 %). L'occupation des sols de la zone d'alimentation de Radicatel (Haut commerce, Radicatel, Four aux Veaux) est très fortement rurale (92.2 %), dominée par des terres agricoles (63.8 %). Nous pouvons considérer ce facteur comme homogène sur l'ensemble de la zone d'alimentation.

Les points d'engouffrement des eaux de surface (bétoires) sont répartis de manière homogène sur l'ensemble de la zone d'alimentation sans mettre en évidence de zones privilégiées (Figure III- 9b).

Les derniers facteurs pouvant contrôler les dynamiques d'infiltration sont relatifs au contexte géomorphologique et structural. Les Figures III- 9c et 9d montrent que la géologie de la zone d'alimentation est très majoritairement constituée de craie santonienne surmontée d'un manteau d'altération dont l'épaisseur augmente du Sud au Nord en passant de 8-10 m à 14-16 m. Les épaisseurs de Loess (non représentées ici) sont quant à elles comprises entre 1-2 m en amont immédiat des sources et 2-5 m plus au Nord. De même, nous avons vu précédemment (cf. II.2.1) que le contexte structural de la zone d'alimentation des sources de Radicatel est fortement impacté par la présence de la faille Fécamp-Lillebonne associée au graben compartimenté, aboutissant à une fracturation dense et certainement homogène de l'ensemble de la zone d'étude.

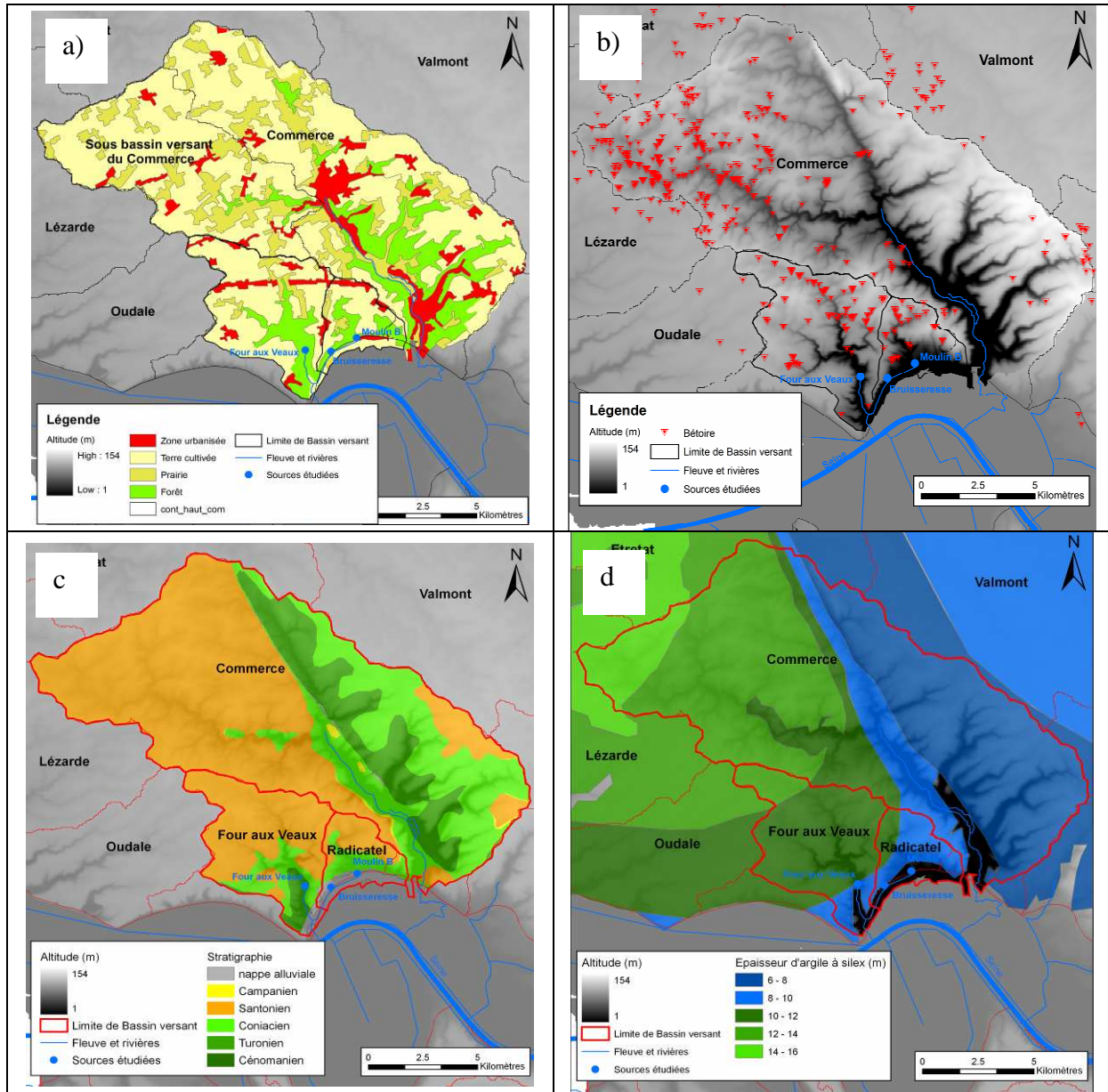


Figure III- 9 : Synthèse cartographique des paramètres pouvant influencer le signal d'entrée ; a) : Occupation des sols ; b) : Localisation des points d'engouffrement ; c) : Géologie ; d) : Epaisseur des argiles à silex

Le signal d'entrée a donc déjà subi des modifications importantes avant même son entrée dans le système karstique à proprement parler. Ces modifications sont très difficilement quantifiables car il est impossible de déterminer et de suivre tous les points d'entrée du système, et donc de déterminer le signal d'entrée réel. Néanmoins, à l'échelle de la zone d'alimentation, nous venons de voir que l'ensemble de ces principaux paramètres (occupation du sols, ETP, géologie, ...) peut être considéré comme homogène. Nous pouvons dès lors considérer que la chronique de précipitations brutes de la station de Bolbec est une bonne approximation du signal d'entrée du système karstique.

III.3.1.2 Mise en place du ruissellement et des processus d'érosion

La Haute-Normandie est une des régions les plus fortement sensibles aux problèmes d'érosion (Le Bissonnais *et al.*, 2002). De nombreuses études à l'échelle parcellaire (Boiffin, 1984; Le Bissonnais *et al.*, 1998 ; Souchère *et al.*, 1998 ; 2003) et à l'échelle des bassins versants (Papy et Douyer, 1988 ; Eimberck, 1989 ; Le Bissonnais *et al.*, 2002 ; Hauchard *et al.*, 2002b ; Le Bissonnais *et al.*, 2005 ; Lequien, 2006), ont porté sur la mise en place des processus de ruissellement et les facteurs d'érodibilité des sols limoneux du Pays de Caux. Ils montrent que le refus du sol d'absorber les eaux en excédent apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité de la surface du sol générant un ruissellement de surface (ruissellement « Hortonien »), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe engendrant un ruissellement par saturation. Ces deux types de ruissellement peuvent coexister. Sur les sols limoneux du Pays de Caux, l'intensité des précipitations modifie l'organisation des particules du sol et engendre la formation d'une croûte de battance favorisant les phénomènes de ruissellement par diminution de la capacité d'infiltrabilité du sol (Figure III- 10, Photo III- 1) (Eimberck, 1989 ; Auzet *et al.*, 1995 ; Le Bissonnais *et al.*, 2002).

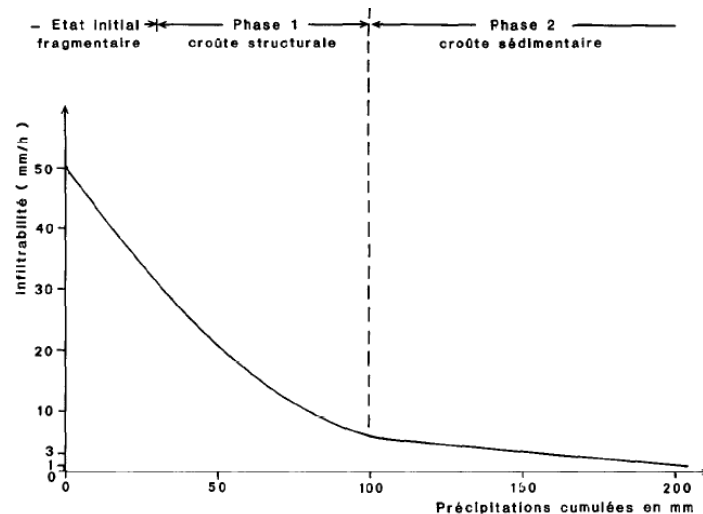


Figure III- 10 : Cinétique de la diminution de l'infiltrabilité du sol (I_s) en fonction de l'extension d'une croûte de battance (Eimberck, 1989)

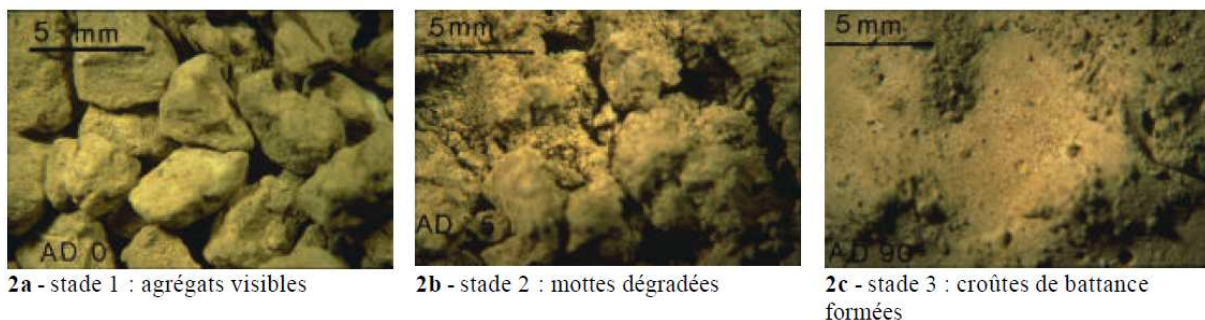


Photo III- 1 : Evolution des états de surface d'un sol limoneux : formation d'une croûte de battance (Le Bissonnais *et al.*, 2002)

Boiffin (1984) a déterminé les intensités de précipitations limites pouvant entraîner le ruissellement. Ainsi, pour obtenir du ruissellement sur un état fragmentaire il faut des intensités supérieures à 30-50 mm/h, mais sur un état continu de dépôt, il suffit de quelques mm/h. Le ruissellement peut donc avoir lieu pour des pluies d'intensité très faible. Une fois le ruissellement déclenché, l'érosion peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace : l'érosion de versant diffuse ou en rigoles.

L'érosion en rigoles apparaît dans les talwegs lorsque la résistance du sol à l'arrachement par écoulement concentré est atteinte. Cette incision linéaire apparaît lorsque la pente augmente. Pour Savat et De Ploey (1982 *in* Eimberck, 1989) la pente doit être supérieure à un seuil de 3 à 5 % pour que l'incision apparaisse, incision qui devient généralisée lorsque la pente atteint 6-7 % (Gaillard *et al.*, 2006). Il y a donc une séparation spatiale et fonctionnelle des phénomènes de ruissellement et d'érosion des bassins versants.

Nous avons vu dans le Tableau III- 2 que l'occupation des sols de la surface d'alimentation des sources de Radicatel est dominée par des cultures. L'absence d'un couvert végétal significatif en automne et en hiver est très favorable au ruissellement. Ainsi, lors d'épisodes de précipitations importants, notamment en hiver, l'ensemble des terres agricoles est affecté par des phénomènes de ruissellement de surface. Ce fonctionnement généralisé de la surface ruisselante entraîne donc un ruissellement massif que nous pouvons considérer comme homogène, constituant un apport d'eau très important et une mise en charge globale du système karstique. Les réponses turbides résultantes peuvent alors être mises en relation avec certaines conditions météorologiques.

III.3.1.3 Conditions météorologiques susceptibles du déclenchement des phénomènes de ruissellement et d'érosion majeurs

Les premiers travaux portant sur ce sujet ont été publiés par l'INRA (Papy et Douyer, 1988) et s'inscrivaient dans la problématique générale de l'érosion des sols agricoles consécutive au ruissellement. Ils cherchaient ainsi à mieux connaître les déterminants de ces phénomènes, et tout particulièrement à caractériser les conditions susceptibles d'entraîner des ruissellements dits « catastrophiques », en particulier les relations existantes entre l'intensité des pluies, la formation des croûtes de surface et la taille de l'impluvium (Ouvry *et al.*, 2003). Ces phénomènes appelés « crues turbides » ou « coulées boueuses » sont responsables de très importants dégâts fonciers, immobiliers et humains (Auzet *et al.*, 1992 ; Auzet *et al.*, 1995 ; Delahaye, 2002 ; Le Bissonnais *et al.*, 2002 ; Ouvry *et al.*, 2003 ; Dupont *et al.*, 2006 ; Richert et Helloco, 2009).

Selon ces travaux, les désordres (inondations, destruction des cultures,...) observés sont fortement liés aux phénomènes de ruissellement prenant naissance dans certaines

conditions d'état de surface des parcelles cultivées (formation d'une croûte de battance). Ils surviendraient plus fréquemment lorsque de nouvelles précipitations font suite à des périodes de pluie prolongées, dont le cumul dépasserait environ 90 mm en moins de 10 jours avec une pluie génératrice de 15 mm la veille de l'évènement. Grâce à des travaux récents, notamment ceux de l'AREAS (Association Régionale pour l'Etude et l'Amélioration des Sols) (Ouvry *et al.*, 2003 ; Richert et Helloco, 2009) et de Delahaye (2002), les conditions de déclenchement des épisodes de ruissellement responsables d'évènements turbides ont été affinées. Celles-ci sont la combinaison d'une pluie de 70 mm durant la décade précédant l'évènement et d'une pluie génératrice de l'évènement ruisselant d'au moins 15 mm (Delahaye, 2002 ; Ouvry *et al.*, 2003 ; Richert et Helloco, 2009).

En nous basant sur ces valeurs obtenues pour le déclenchement des épisodes de ruissellement sur les bassins versants superficiels, nous avons donc cherché à déterminer la fréquence de dépassement de la valeur de 15 mm en une journée (P15), puis d'un cumul de 70 mm en 10 jours (P70). Pour chaque fréquence de dépassement obtenue, nous avons recherché la valeur de précipitations cumulées sur 10 jours ayant une fréquence de dépassement égale à celle de P15 et la valeur de précipitation journalière ayant une fréquence de dépassement égale à celle de P70. Nous obtenons ainsi :

- la fréquence de dépassement de P15 et la valeur de pluie cumulée sur 10 jours associée
- la fréquence de dépassement de P70 et la valeur de pluie journalière associée

La méthode décrite ci-dessous pour les valeurs journalières est la même que pour les précipitations cumulées sur 10 jours.

La probabilité est donnée, si i représente une variable aléatoire, par la relation :

$$F(x_i) = P(i \geq x_i) \quad (17)$$

Pour estimer la fonction de répartition $F(x_i)$, nous avons appliqué la distribution empirique de Weibull. Celle-ci repose sur un tri décroissant de la série de précipitation journalière permettant d'associer à chaque valeur un rang r . La fréquence de chaque rang est calculée grâce à la formule :

$$F(x_i) = \frac{r}{n+1} \quad (18)$$

On peut alors définir une période de retour en jour de la valeur de 15 mm correspondant à l'inverse de la fréquence de dépassement. Cette période de retour indique que la valeur de 15 mm sera dépassée en moyenne tous les x jours.

$$T = \frac{1}{F(x_i)} \quad (19)$$

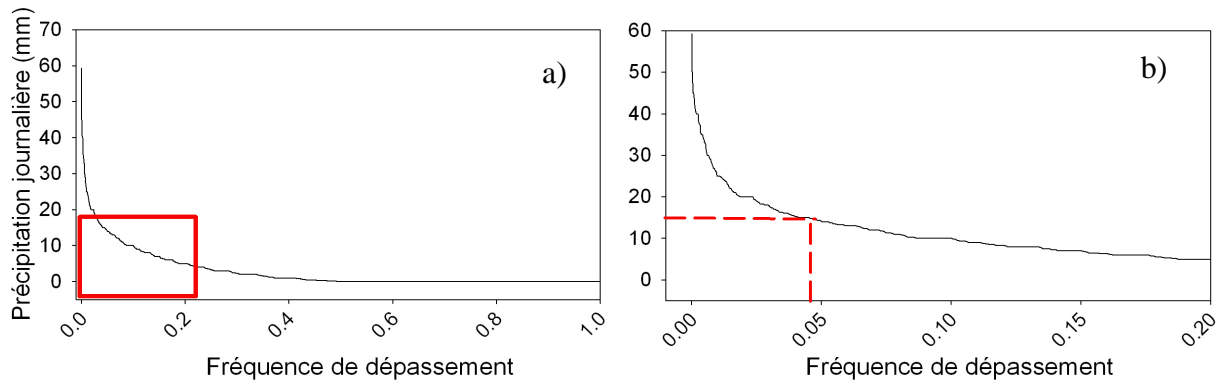


Figure III- 11 : Distribution empirique de la chronique de précipitations selon la formule de Weibull (a) et détermination de la fréquence de dépassement de la valeur de 15 mm (b)

La probabilité de dépassement de 15 mm est de 0.045 soit une période de retour de 22 jours. La durée moyenne entre deux épisodes atteignant ou dépassant 15 mm est de 22 jours au cours de la période d'étude de 1987 à 2009 (Figure III- 11). A cette fréquence de dépassement et ce temps de retour, est associée une pluie cumulée sur 10 jours de 83.4 mm. Le Tableau III- 3 ci-dessous, reprend les valeurs de pluie cumulée de 2 à 10 jours associées à cette fréquence.

	2 j	3 j	4 j	5 j	6 j	7 j	8 j	9 j	10 j
Pcum	25.00	34.50	41.50	48.60	56.30	63.90	70.40	77.50	83.40

Tableau III- 3 : Pluies cumulées associées à une période de retour de 22 jours.

Nous constatons que nous sommes proches des seuils de précipitations mis en évidence par Rico (1990) pour le système karstique de l'Aubette (Nord Est de Rouen, 76), à savoir : 15 mm en 24 h et 30 mm en 72 h. Le cumul de précipitations sur 10 jours (83.4 mm) est compris dans la gamme de valeurs retenues dans la bibliographie comme responsable des catastrophes turbides sur les bassins versants superficiels.

La probabilité de dépassement de 70 mm en 10 jours est de 0.078, soit un temps de retour de 13 jours. La pluie journalière ayant ce temps de retour est une pluie de 11 mm.

Nous obtenons ainsi une gamme de fréquence de dépassement des conditions de mise en place des phénomènes de ruissellement (de 0.078 à 0.045) pour la période d'étude de 1987 à 2009.

III.3.1.4 Détection des épisodes turbides caractéristiques de l'extension maximale des surfaces ruisselantes

Les conditions que nous venons de décrire et dont nous avons déterminé les temps de retour, traduisent la mise en fonctionnement de l'ensemble des zones contributives au ruissellement, donc l'extension maximale des surfaces contributives. Les volumes d'eau mis

alors en mouvement sont considérables, créant ainsi un apport d'eau massif au karst. Les points d'engouffrements situés presque exclusivement dans les talwegs jouent alors pleinement leur rôle de collecteur et de point d'entrée au karst. Cette entrée d'eau (plus ou moins chargée en matière en suspension) répartie sur l'ensemble du territoire engendre des modifications hydrodynamiques intrakarstiques importantes pouvant générer des phénomènes de remise en suspension intrakarstique.

Bien qu'il n'y ait pas de relation linéaire entre les variations de turbidité aux sources et les précipitations, nous avons cherché à déterminer à partir de la gamme de fréquence mise en évidence précédemment, les valeurs de turbidité associées à partir de la chronique de turbidité journalière de 1987 à 2009 (Figure III- 12 et III- 13).

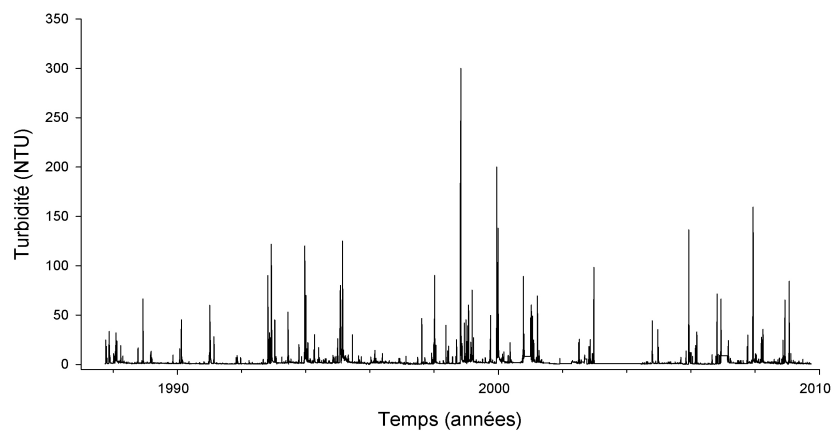


Figure III- 12 : Chronique de turbidité de la bache de mélange de l'usine de Radicatel sur la période 1987-2009

Les valeurs de turbidité ayant des fréquences de dépassement comprise en 0.045 et 0.078 sont respectivement de 10 NTU et 7 NTU. Nous pouvons dès lors considérer que ces valeurs de turbidité sont les marqueurs minimaux de la mise en fonctionnement de l'extension maximale des surfaces ruisselantes contributives.

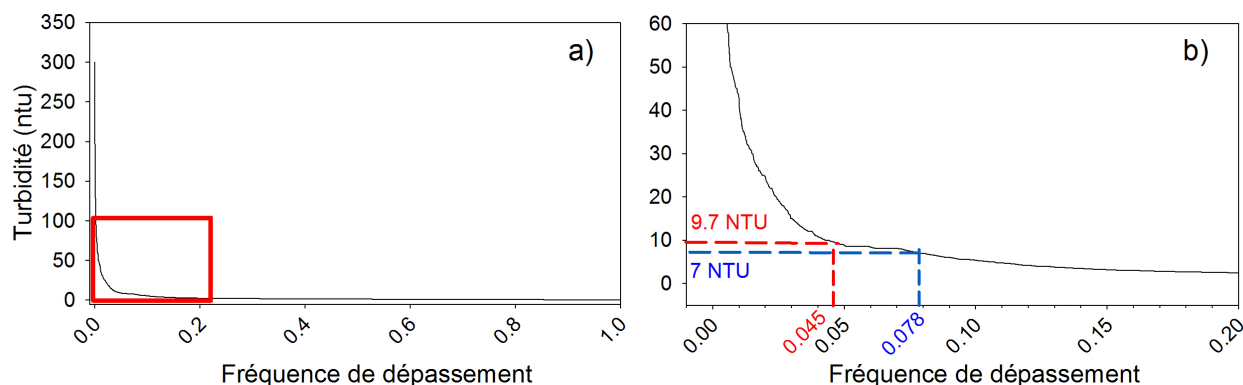


Figure III- 13 : Distribution empirique de la chronique de turbidité selon la formule de Weibull (a) et détermination de la gamme de turbidité associée aux fréquences de dépassement des précipitations (b)

III.3.1.5 Outils de prédiction des fréquences de dépassement des évènements majeurs

L'analyse fréquentielle est principalement employée comme une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné, afin d'en définir les probabilités d'apparition future. A partir des extrêmes (maxima) de turbidité et de précipitations observés depuis 22 ans, nous avons cherché à déterminer la probabilité d'occurrence d'événements extrêmes (turbidité et précipitations associées) susceptibles d'entraîner des désordres majeurs tels qu'évoqués précédemment.

La distribution des valeurs extrêmes provenant de n'importe quelle distribution converge vers la loi des extrêmes généralisés (GEV). La distribution de cette loi s'exprime de la manière suivante :

$$F(x_i) = \exp\left(-\left(1 - c \frac{x-a}{b}\right)^{1/c}\right) \quad (20)$$

où a est le paramètre de position, b le paramètre d'échelle et c le paramètre de forme. Nous emploierons la loi de Gumbel ou loi double exponentielle, loi communément employée pour ajuster les distributions des valeurs maximales de précipitations, pour lesquelles $c = 0$:

$$F(x_i) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right) \quad (21)$$

$$\text{en posant la variable réduite } u = \left(\frac{x-a}{b}\right), \quad (22)$$

la distribution s'écrit alors :

$$F(x_i) = \exp(-\exp(-u)) \quad (23) \quad \text{et } u = -\ln(-\ln(F(x_i))) \quad (24)$$

L'utilisation d'une variable réduite permet l'expression linéaire d'un quantile. Ainsi pour trouver la valeur x_q d'un quantile correspondant à la distribution $F(x_q) = q$, en fonction des deux paramètres a et b , il suffit d'utiliser la relation :

$$x_q = a + bu_q \quad (25)$$

La formule d'estimation de la fonction de répartition $\hat{F}(x)$ repose sur un tri croissant de nos données de turbidité journalière maximale annuelle ainsi que celles des précipitations en associant à chacune un rang r . Ainsi la formule générale garantissant la symétrie autour de la médiane s'écrit :

$$\hat{F}(x_{[r]}) = \frac{r-a}{n+1-2a} \quad (26)$$

où n est la taille de l'échantillon, $x_{[r]}$ la valeur de rang r et a un coefficient compris entre 0 et 0.5. Pour la loi de Gumbel, la distribution empirique de Hazen est communément employée avec $a = 0.5$, d'où

$$\hat{F}(x_{[r]}) = \frac{r - 0.5}{n} \quad (27)$$

Nous avons choisi d'ajuster la distribution empirique de Hazen par la méthode des moments. Cette méthode consiste à égaliser les moments échantillonnaux et les moments théoriques de la loi choisie. Soit x_1, x_2, \dots, x_n l'échantillon de données à disposition.

$$\text{Posons } \hat{\mu} = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (28)$$

$$\text{et } \hat{\sigma}^2 = s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (29)$$

les estimateurs standard de la moyenne et de la variance. Les deux premiers moments théoriques de la loi de Gumbel s'expriment à partir des paramètres de position et d'échelle de la manière suivante :

$$\begin{cases} \hat{\mu} = a + b\gamma \text{ avec } \gamma = 0.5772 \text{ (constante d'Euler)} \end{cases} \quad (30)$$

$$\begin{cases} \sigma^2 = \frac{\pi^2}{6} b^2 \end{cases} \quad (31)$$

On obtient alors les formules suivantes pour l'estimation par la méthode des moments :

$$\begin{cases} \hat{b} = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \hat{\sigma} \end{cases} \quad (32)$$

$$\begin{cases} \hat{a} = \hat{\mu} - \hat{b}\gamma \end{cases} \quad (33)$$

Nous obtenons alors la répartition et l'ajustement présentés ci-dessous (Figure III- 14).

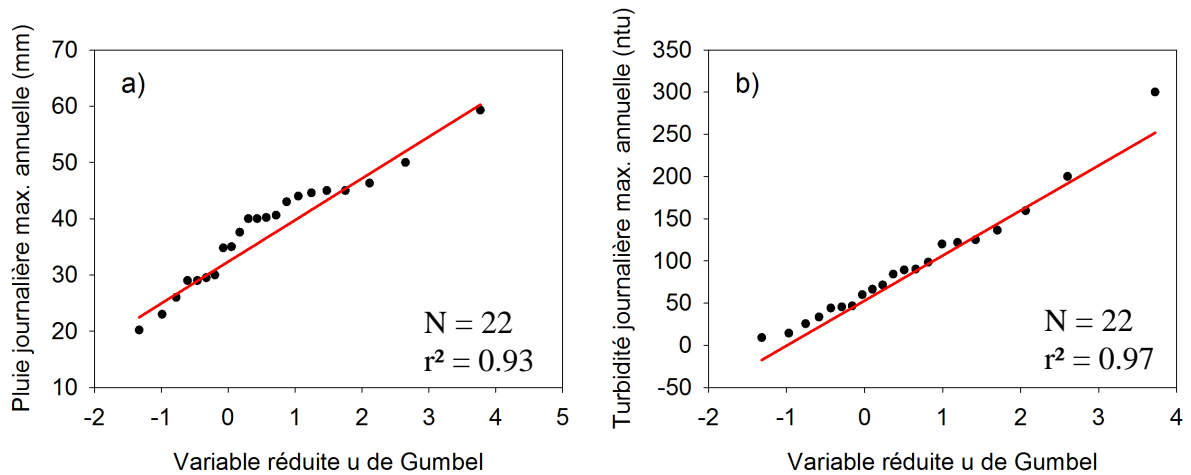


Figure III- 14 : Distribution empirique des valeurs maximales journalières annuelles selon la formule de Hazen et ajustement par la loi de Gumbel pour la période de 1987 à 2009. (a) pluies journalières maximales annuelles, (b) turbidités journalières maximales annuelles

Nous pouvons à partir de cet ajustement déterminer pour des périodes de retour T données, le maximum de turbidité T_p ou de précipitations P_p associées (Tableau III- 4).

Turbidité						
Période de retour T (années)	100	50	20	10	5	2
Probabilité de non dépassement de T_p	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8	0.50
T_p (NTU) pour période de retour T	298.4	261.2	211.4	173.0	132.9	83.8
Précipitation						
Période de retour T (années)	100	50	20	10	5	2
Probabilité de non dépassement de P_p	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8	0.50
P_p (mm) pour période de retour T	66.4	61.2	54.3	49	43.4	36.6

Tableau III- 4 : Turbidité (T_p) et précipitation (P_p) associées à des périodes de retour T données en années

L'ajustement se base sur les valeurs maximales de notre série de données ne couvrant qu'une vingtaine d'années, soit une vingtaine de valeurs maximales. Il est fort probable qu'une série de données couvrant une période plus longue puisse permettre une meilleure estimation des périodes de retour. Ainsi les valeurs estimées de turbidité et de précipitations pour des périodes de retour supérieures à 20, 50 et 100 ans sont donc des approximations des temps de retour.

III.3.1.6 Influence des variations d'amplitudes des périodes d'activité hydroclimatique sur les fréquences d'occurrence de la turbidité

Dans le chapitre II.1.1.5, nous avons mis en évidence que le signal turbide est composé de trois bandes spectrales similaires à celles présentes dans les précipitations : la cyclicité annuelle, la bande quasi-biennale et la bande pluriannuelle. La bande spectrale 5-7 ans dénote le contrôle exercé par les fluctuations climatiques, telles que décrites par l'indice NAO sur le cycle de l'eau, sur l'évolution pluviométrique et donc sur les mécanismes d'érosion et de transport particulaire induits. Nous avons donc cherché si les périodes de retour des épisodes turbides majeurs et les quantités de précipitation évoluaient en fonction des oscillations de la bande 5-7 ans.

Pour cela, nous avons isolé au sein des chroniques de turbidité et de précipitations la période pour laquelle la bande 5-7 ans présente la plus forte énergie (Figure III- 15). Nous pouvons sélectionner les données de précipitations durant la même période car nous avons vu dans le chapitre II.1.1.2 que les bandes de fréquence 5-7 ans des deux signaux oscillent de manière synchrone.

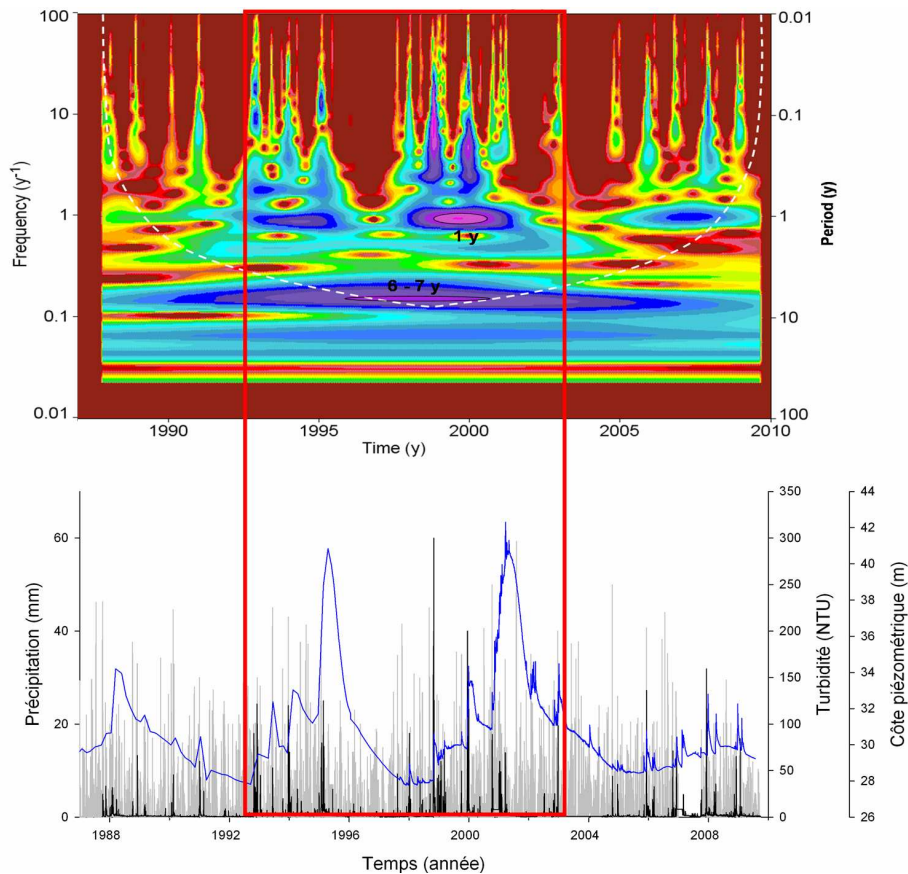


Figure III- 15 : Identification de la période durant laquelle la bande de fréquence 5-7 ans présente le plus d'énergie et sélection des données de turbidité et de précipitations associées

Dans la suite de ce chapitre, nous baserons nos démarches et analyses sur la valeur de turbidité de 10 NTU, des précipitations journalières de 15 mm et des pluies cumulées sur 10 jours de 70 mm.

La période de retour des épisodes supérieurs ou égaux à 10 NTU est de 16.5 jours lorsque la bande 5-7 ans exprime le plus d'énergie, c'est à dire en période de forte amplitude hydroclimatique (encadré rouge). Ce temps de retour est associé à des pluies journalières de 13.3 mm. Pour la période où la bande 5-7 ans exprime le moins d'énergie, c'est à dire en période de plus faible amplitude hydroclimatique (non encadré), la période de retour pour un épisode turbide de 10 NTU est de 34.5 jours et les pluies ayant la même période de retour sont de 17 mm. D'un autre point de vue, en période de plus faible amplitude hydroclimatique, une pluie de période de retour 16.5 jours ne correspond plus qu'à un cumul journalier de 12.7 mm, et ne génère plus qu'un épisode turbide de 5.2 NTU.

Au cours de la période d'activité de forte amplitude de la bande 5-7 ans, la fréquence de dépassement des réponses turbides supérieures à 10 NTU est donc plus grande et le temps de retour est plus court, 16.5 jours au lieu de 34.5 jours. La modification de la probabilité d'occurrence des épisodes turbides s'accompagne d'une diminution des précipitations journalières de même fréquence passant de 15 mm à 13.3 mm. Il y a donc durant cette

période d'activité de fortes amplitudes des conditions plus favorables aux processus de ruissellement et d'érosion.

III.3.1.7 Distribution saisonnière des épisodes turbides majeurs

Nous avons vu dans le chapitre III.3.1.4 que les épisodes de turbidité de 10 NTU ont un temps de retour de 22 jours, intervalle de récurrence moyen estimé sur 22 années. Nous avons toutefois entrepris de vérifier la répartition saisonnière de la totalité des épisodes turbides supérieurs à 10 NTU (Figure III- 16). Pour faciliter le classement, nous avons pris comme critère, des cumuls de précipitations sur 10 jours : $P_{cum} \geq 70$ mm, $20 \leq P_{cum} < 70$ mm (Figure III- 17).

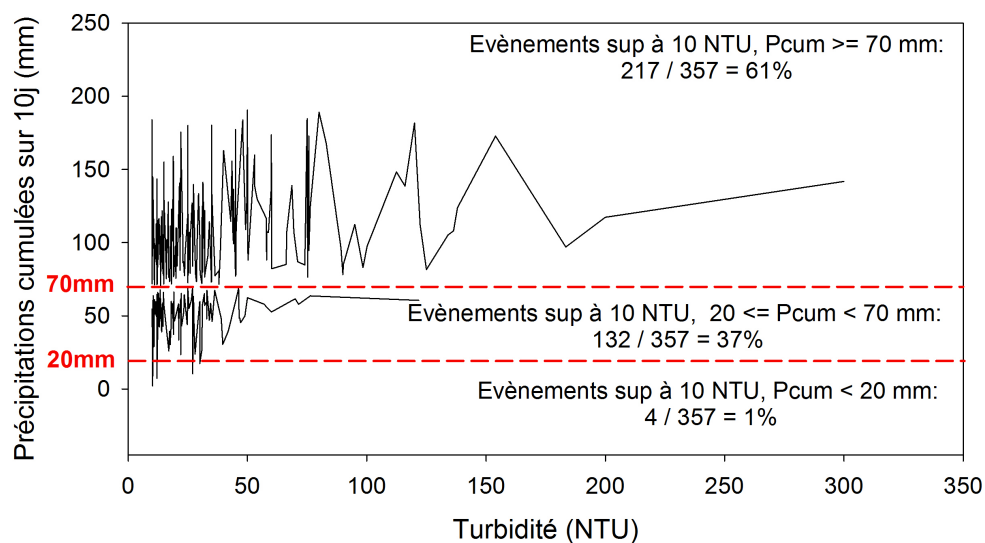


Figure III- 16 : Tri croissant des épisodes turbides supérieurs à 10 NTU mis en relation avec les précipitations cumulées sur 10 jours. 4 valeurs de turbidité n'ont pu être associées à des cumuls de précipitations (lacunes au sein de la chronique de précipitations).

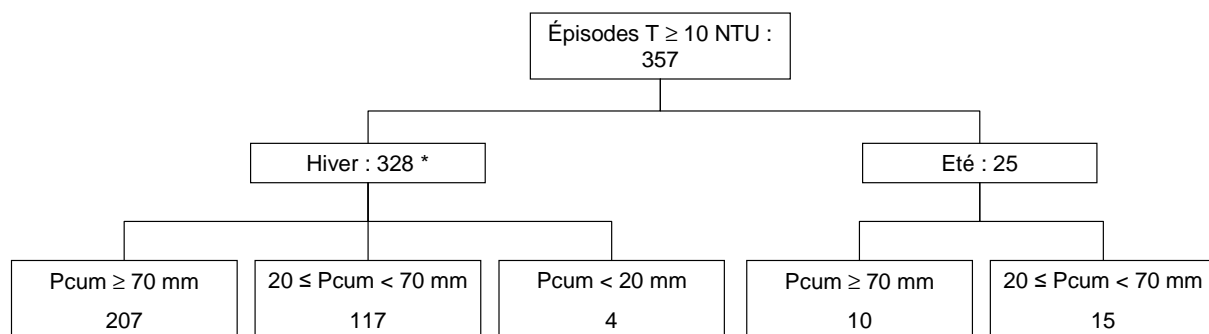


Figure III- 17 : Distribution saisonnière des épisodes de turbidité. (*) 4 valeurs de turbidité n'ont pu être associées à des cumuls de précipitations (lacunes au sein de la chronique de précipitations).

On peut constater que la très grande majorité de ces épisodes se produit en hiver (Octobre à Avril) et que seulement 7% des épisodes se produisent en été (de Mai à Septembre).

- Les épisodes d'hiver :

Comme nous venons de le voir, lorsque P_{cum} (pluie cumulée sur 10j) ≥ 70 mm, l'ensemble des surfaces contributives du bassin versant ruisselle, soit 207 épisodes. Lorsque $P_{cum} < 70$ mm, il est important de vérifier la quantité de précipitations des jours précédents. En effet, suite à une période de précipitations, une pluie supérieure à 15 mm peut engendrer des désordres, mais de moindre ampleur (Richert et Hellico, 2009). Ainsi 75 % des épisodes hivernaux et estivaux avec P_{cum} ($20 \leq P_{cum} < 70$) furent précédés de 2 jours dont les pluies cumulées sont supérieures ou égales à 15 mm. Pour les 25% restants, ces épisodes sont marqués par des pluies importantes au cours des trois jours précédents, ou bien correspondent à des décrues d'épisodes plus importants.

- Les épisodes d'été :

Ces épisodes de turbidité sont peu nombreux, nous dénombrons 25 valeurs en 22 années de mesures correspondant à 13 crues turbides. Nous avons donc travaillé au cas par cas afin de déterminer les conditions d'apparition de ceux-ci.

- Pour $P_{cum} \geq 70$ mm (Figure III- 18) :

10 valeurs de turbidité correspondant à 3 épisodes turbides ont été dénombrées (Juin 1993, Septembre 1998 et Septembre 1999). Ces trois épisodes sont marqués par des pluies cumulées importantes avec des intensités journalières également importantes, souvent proches de 20 mm. Nous retrouvons donc les conditions décrites précédemment pour des événements d'hiver. Ces trois épisodes sont donc caractéristiques d'une dépression, et non d'un épisode orageux.

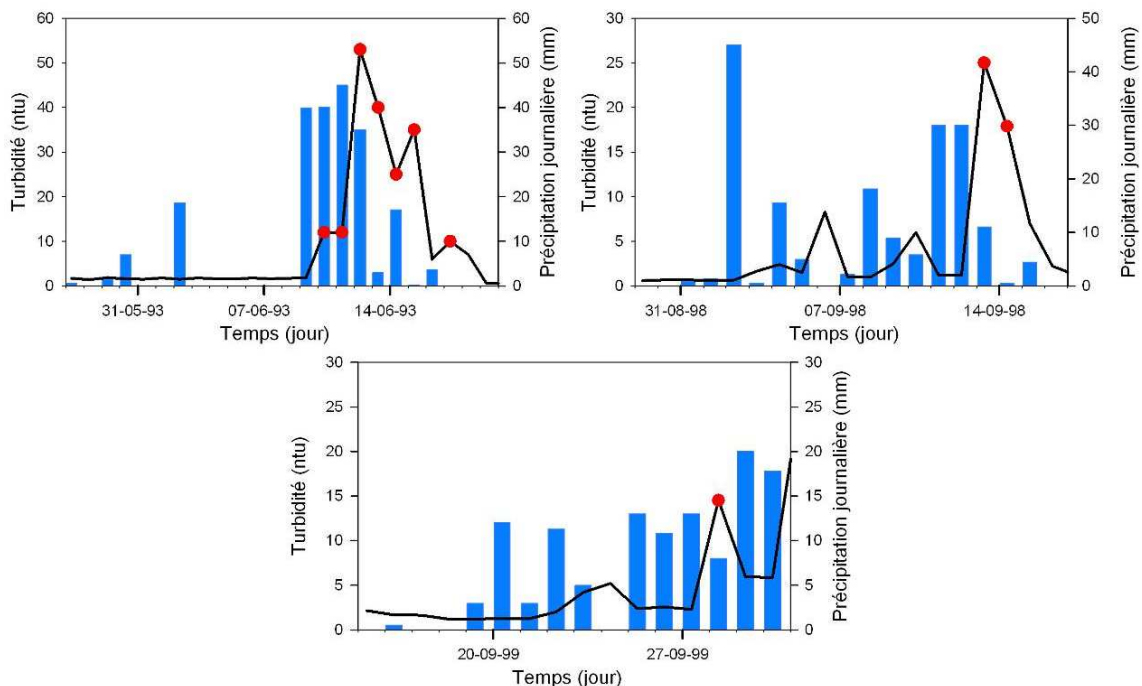


Figure III- 18 : Evènements turbides d'été dont les pluies cumulées sur 10 jours sont supérieures à 70mm, marquant un fonctionnement de l'ensemble du bassin versant

- Pour $20 \leq P_{cum} < 70 \text{ mm}$ (Figure III- 19) :

De même que précédemment, les 15 valeurs répondant à ce critère ne correspondent en fait qu'à 10 évènements turbides. Nous pouvons classer ces 10 épisodes en 3 classes. (i) les épisodes précédés d'une pluie orageuse (d et e) ; (ii) les épisodes précédés de pluies dépressionnaires (a, c, g, h) ; (iii) les épisodes précédés de pluies dépressionnaires couplées à une pluie orageuse (f).

L'épisode b) démontre bien la variabilité spatiale et/ou temporelle des précipitations à l'échelle d'une telle zone d'alimentation. En effet, l'épisode orageux n'a touché la station de Bolbec qu'une journée après l'épisode turbide. La véritable pluie orageuse initiatrice de l'épisode a certainement eu lieu deux jours avant.

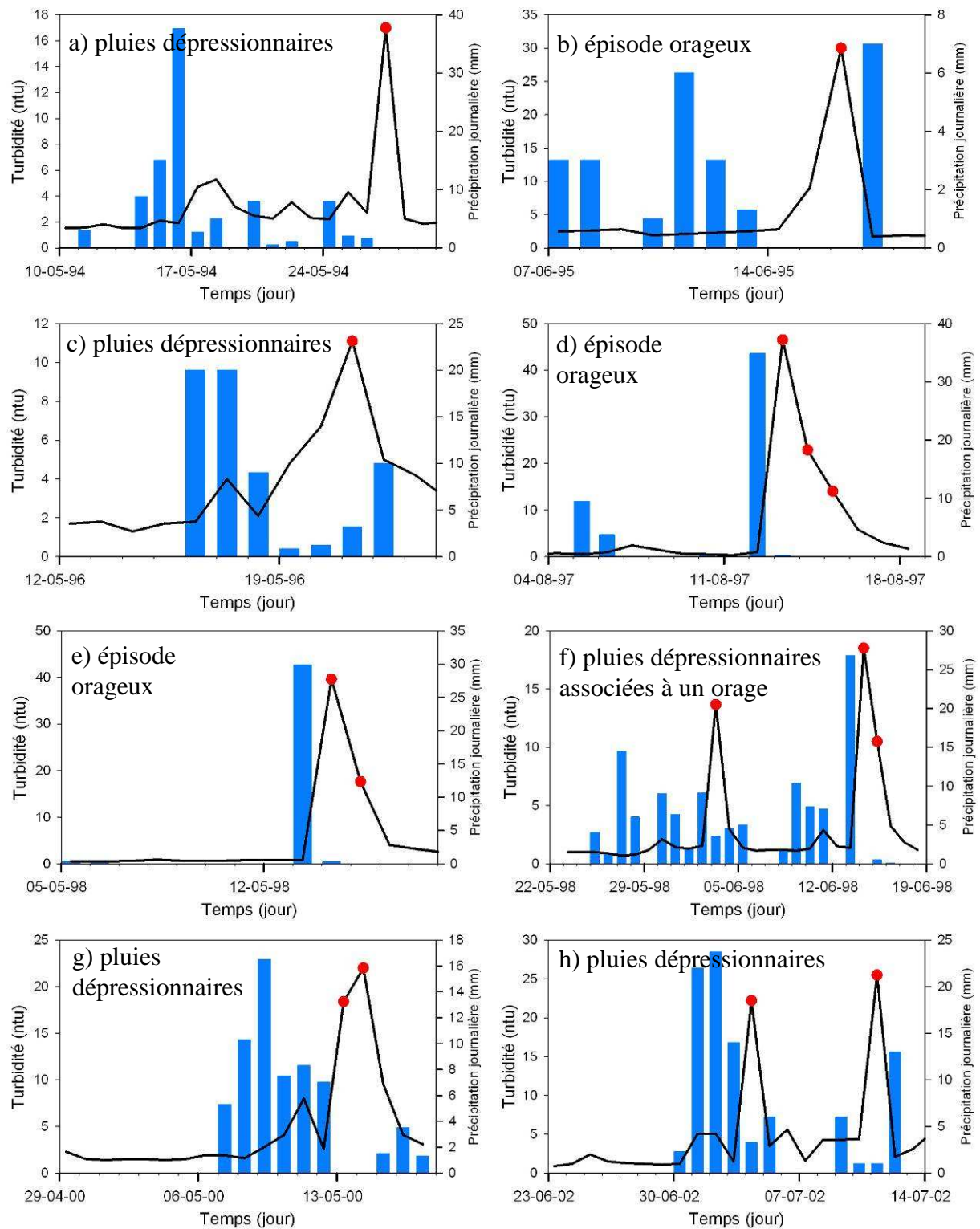


Figure III- 19 : Evènements turbides d'été dont les pluies cumulées sur 10 jours sont comprises entre 20 et 70 mm.

Les pluies estivales à caractère dépressionnaire sont la résultante des trains de dépression balayant le Nord de l'Europe de l'Ouest. De nombreuses études ont mis en évidence les relations existant entre la NAO et les caractéristiques météorologiques tant globales que

locales, telles que l'activité du rail de dépression qui joue sur la différence de précipitations entre le Nord et le Sud de l'Europe (Hurrell, 1995 ; Hurrell et Van Loon, 1997). Mesquita, (2009) et Slimani *et al.*, (2009) ont montré que ces relations peuvent également être mise en évidence dans les signaux météorologiques et hydrologiques de petits bassins versants, mais également dans les variations piézométriques de la nappe de la craie. Nous avons également dans cette étude pu mettre en évidence ces relations avec les variations des enregistrements hydro-sédimentaires.

Ainsi, lorsque l'indice NAO est positif, les tempêtes et les coups de vent d'hiver sont plus fréquents et plus violents sur l'Europe septentrionale, affectant le Nord de la France. En contrepartie, les masses d'air sont plus douces et les précipitations sont accrues. En NAO négative, les vents d'ouest sont plus faibles et les hivers sont plus froids sur le nord-ouest de l'Europe. Les perturbations d'ouest se décalent vers le Sud engendrant des hivers plus arrosés sur l'Europe méridionale.

Les relations entre les phases de NAO positive et les précipitations accrues sont plus marquées lors des périodes hivernales. Il apparaît sur la Figure III- 20, que la relation est difficile à établir entre les épisodes d'été résultants de pluies estivales dépressionnaires et les phases positives de l'indice NAO au cours de la période d'étude.

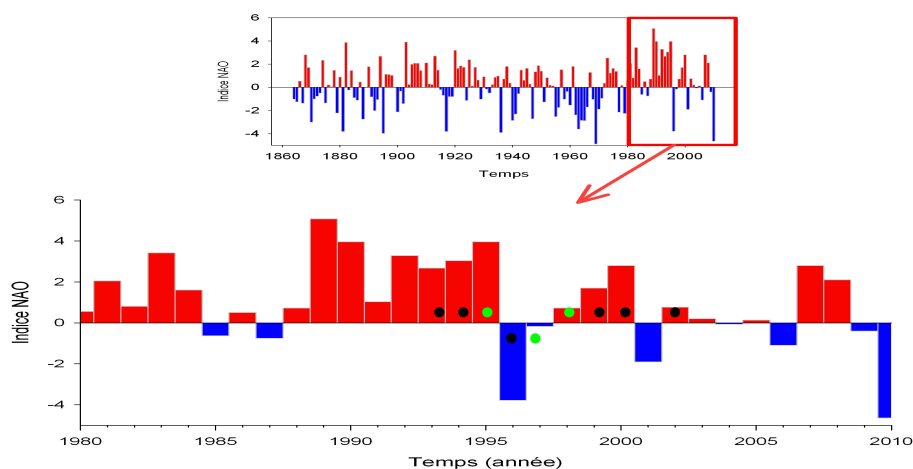


Figure III- 20 : Variations de l'indice NAO annuel calculé sur les mois d'hiver (Déc., Janv., Fev., Mars) à partir des données de pression au niveau de la mer entre Ponta Delgada, Açores et Stykkisholmur/Reykjavik, Islande depuis 1865 (données disponibles sur le site <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>). (●) représente les étés dépressionnaires marqués par des crues turbides, (●) représente les étés durant lesquels les crues turbides sont précédées de pluies orageuses et/ou de pluies dépressionnaires

Nous aboutissons ainsi à un total de 346 épisodes turbides supérieurs à 10 NTU générés par des conditions météorologiques hivernales avec 324 épisodes en hiver et une proportion d'épisodes d'été de 7/9 en NAO positive. Les pluies orageuses ne sont quant à elles, à l'origine que de 3 épisodes turbides en 22 ans.

III.3.1.8 Conclusion partielle

L'analyse fréquentielle des précipitations journalières et cumulées a permis de déterminer des fréquences de dépassement et des temps de retour des épisodes déclencheurs des phénomènes de ruissellement d'extension maximale. La gamme de fréquence de dépassement des précipitations a permis de déterminer une gamme de turbidité au-delà de laquelle nous pouvons considérer que les surfaces contributives de ruissellement ont atteint leur extension maximale.

Le temps de retour est influencé par les variations d'amplitude de la période d'activité de la bande 5-7 ans. Ainsi, lorsque la période d'activité de la bande 5-7 ans présente de fortes amplitudes, la fréquence de dépassement des réponses turbides supérieures à 10 NTU est plus importante et le temps de retour est donc plus court, 16.5 jours au lieu de 34.5 jours. La modification de la probabilité d'occurrence des épisodes turbides s'accompagne d'une diminution des précipitations journalières de même fréquence passant de 15 mm à 13.3 mm. Il y a donc durant cette période d'activité, de fortes amplitudes des conditions plus favorables aux processus de ruissellement et d'érosion.

Lors de ces épisodes majeurs ($T \geq 10$ NTU et $P_{cum} \geq 70$ mm), l'apport d'eau de ruissellement est massif et met en charge certainement la totalité du système karstique, créant de brutales modifications des conditions hydrodynamiques intrakarstiques. Ces variations des régimes d'écoulement peuvent alors être à l'origine du transport des particules les plus grossières, tels que les sables de Saint Eustache et de Lozère. Il est intéressant de noter qu'il n'y a pas (ou très peu) d'affleurement de sables dans la zone d'alimentation. Ceux-ci sont piégés dans les poches karstiques, dans le stockage intrakarstique, ainsi que dans les fossés d'effondrement ayant une origine tectonique ou karstique (Hauchard, 2001). Les sables de Saint Eustache dans les MES des sources de Radicatel ne sont pas issus de l'érosion des formations superficielles mais bien des marqueurs des processus de remise en suspension intrakarstique et donc des événements turbides majeurs. Dans le chapitre II.1.2.4, nous avons mis en évidence des alternances au sein du remplissage sédimentaire que nous avons associées à des épisodes évènementiels (une crue = un doublon clair et sombre). Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que ce sont ces crues supérieures à 10 NTU qui sont à l'origine de cette lamination.

Pour appréhender le fonctionnement du système karstique de Radicatel, il est donc nécessaire de bien prendre en compte et de garder à l'esprit que les signaux enregistrés à l'exutoire (turbidité, conductivité électrique) ne sont pas la résultante directe du fonctionnement du seul système karstique à proprement parler, mais bien des réponses au fonctionnement de l'hydrosystème dans son ensemble (bassin versant de surface et

système karstique). Nous allons à présent déterminer le délai de réactivité des trois sources suite à ces impulsions d'entrée pour le transport particulaire et le transport dissous.

III.3.2 Réactivité du système suite aux impulsions d'entrée

L'analyse corrélatrice croisée permet de déterminer les relations existantes entre un signal d'entrée et un signal de sortie. Si la fonction d'entrée se rapproche d'un bruit blanc (signal aléatoire), le corrélogramme croisé donne une bonne représentation de la réponse impulsionnelle du système (Mangin, 1984 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Mangin, 1998). Elle permet donc d'évaluer la rapidité de la réponse impulsionnelle entre les signaux d'entrée et de sortie, c'est à dire le temps de réponse du système pour une pluie unitaire. Nous avons réalisé des corrélations croisées avec dans un premier temps comme signal d'entrée la pluie et comme signal de sortie la turbidité, et dans un second temps comme signal de sortie la conductivité électrique. L'ensemble de ces corrélations croisées est présenté sur la Figure III- 21.

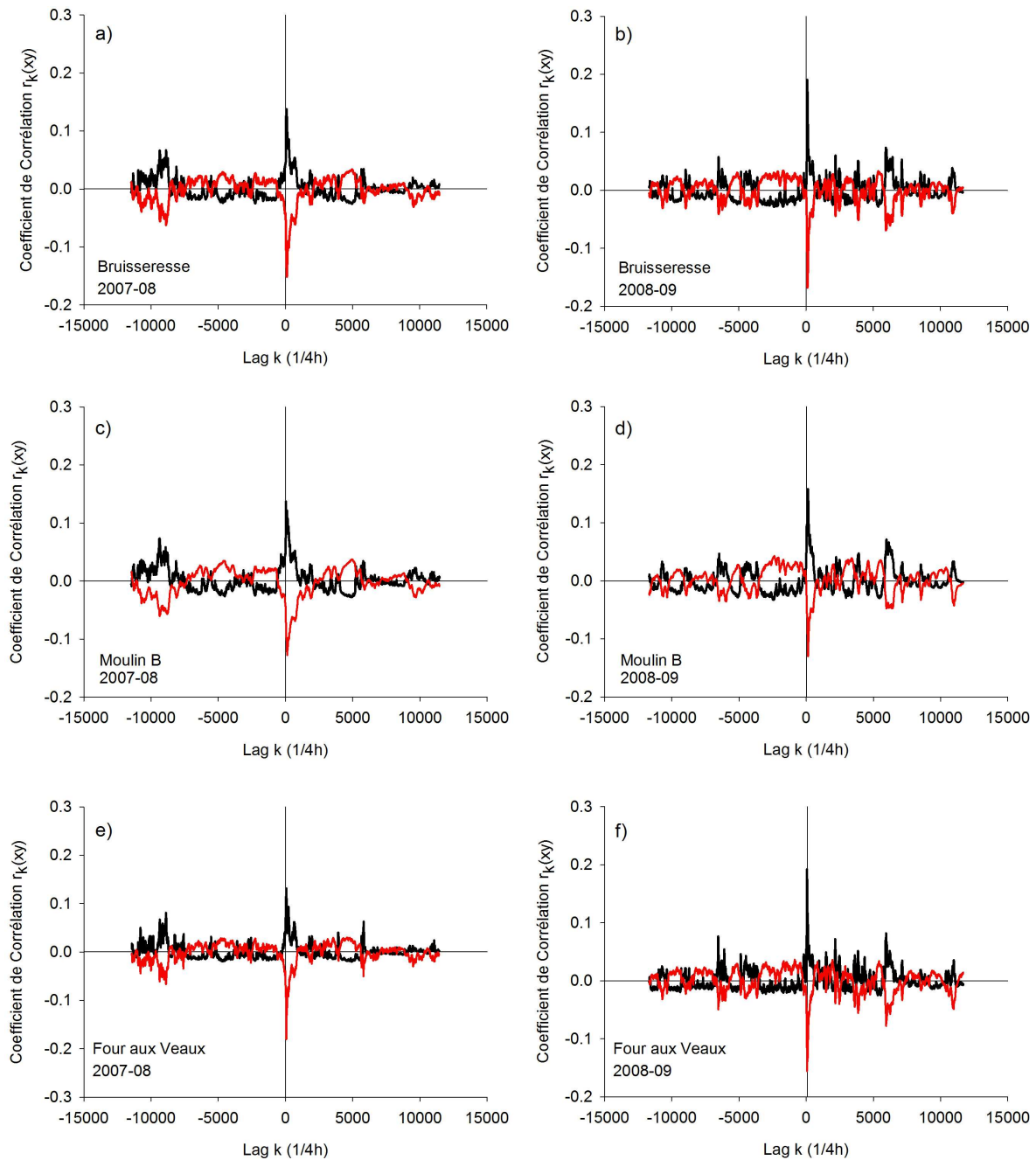


Figure III- 21 : Corrélations croisées des sources de Radicatel pour les cycles 2007-08 et 2008-09 ; a) et b) Bruisseriesse, c) et d) Moulin B, e) et f) Four aux Veaux. En noir : pluie-turbidité, en rouge : pluie-conductivité

III.3.2.1 Réactivité du transport particulaire suite aux précipitations : corrélation croisée Pluie-Turbidité

Les corrélations croisées entre la pluie et la turbidité permettent d'obtenir une valeur de décalage exprimée en unité de temps entre les deux signaux. Ce décalage traduit le temps entre les variations de précipitations et celles de la turbidité, correspondant au délai d'apparition de la turbidité au niveau des sources après des pluies (Figure III- 22).

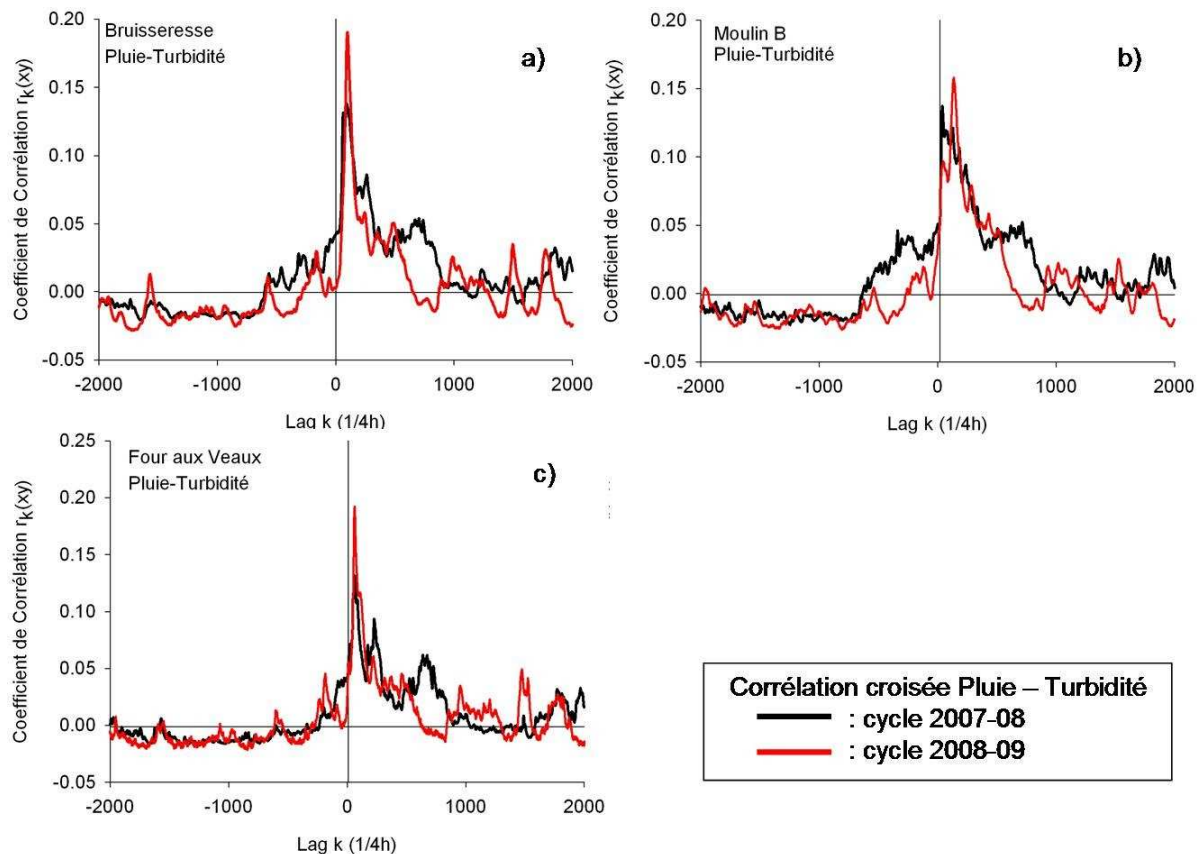


Figure III- 22 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseriesse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux

Les corrélogrammes sont complexes avec un pic principal exprimant le maximum de corrélation entre les deux signaux et une tenue de la corrélation donnant une forme plus ou moins étalée au corrélogramme. Le coefficient de corrélation est positif et assez faible, toujours inférieur à 0.20 (Tableau III- 5).

La faiblesse de la corrélation entre les deux signaux, démontre la relation non linéaire entre les précipitations et la turbidité et nous renseigne sur la capacité du système à modifier l'impulsion d'entrée. Plus le coefficient est faible et plus le signal de sortie est différent du signal d'entrée et inversement.

Nous avons vu dans le chapitre III.3.1.1 que les modifications et les différences peuvent être le fruit de processus ayant eu lieu avant et/ou après l'introduction des eaux dans le système karstique. Les résultats et les valeurs obtenus traduiront donc le comportement global de l'hydrosystème dans son ensemble.

Durant le cycle hydrologique 2007-08, les coefficients sont de 0.13, 0.14 et 0.14 respectivement pour la source du Four aux Veaux, la source de la Bruisseriesse et la source du Moulin B. Durant le cycle hydrologique 2008-09, les coefficients sont de 0.19, 0.19 et 0.16.

Le retard (lag) du maximum de corrélation entre les deux signaux nous indique que les variations de turbidité sont apparues dans un délai toujours très court, inférieur à 34 heures et ce pour les deux cycles hydrologiques (Tableau III- 5).

Durant le cycle hydrologique 2007-08, les temps de réponse sont de 16.5 h, 23.5 h et 9.75 h respectivement pour la source du Four aux Veaux, la source de la Bruisseriesse et la source du Moulin B. Durant le cycle hydrologique 2008-09, les temps de réponse sont de 16 h, 24.75 h et 34 h. Les temps de réponse sont stables d'un cycle à l'autre sauf pour la source du Moulin B.

	Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Coefficient de corrélation	0.14	0.19	0.14	0.16	0.13	0.19
Lag (h)	23.5	24.75	9.75	34	16.5	16

Tableau III- 5 : Synthèse des temps d'apparition de la turbidité aux sources de Radicatel

L'influence de l'effet tampon joué par l'hydrosystème est visible sur la forme des corrélogrammes. Lors du cycle 2007-08, les corrélogrammes sont plus étalés dans le temps que lors du cycle 2008-09. La valeur du lag pour un coefficient nul est d'environ 10.5 jours pour le cycle 2007-08, alors qu'elle n'est que de 6.5 jours pour le cycle 2008-09.

III.3.2.2 Sensibilité du transport dissous suite aux précipitations : corrélations croisées Pluie - Conductivité

De même que les corrélations croisées Pluie-Turbidité, les corrélations croisées Pluie-Conductivité nous informent sur les relations existantes entre les précipitations et les variations de la minéralisation de l'eau des sources (Figure III- 23). Les deux signaux sont anticorrélés, mettant en évidence une diminution de la conductivité électrique suite aux précipitations.

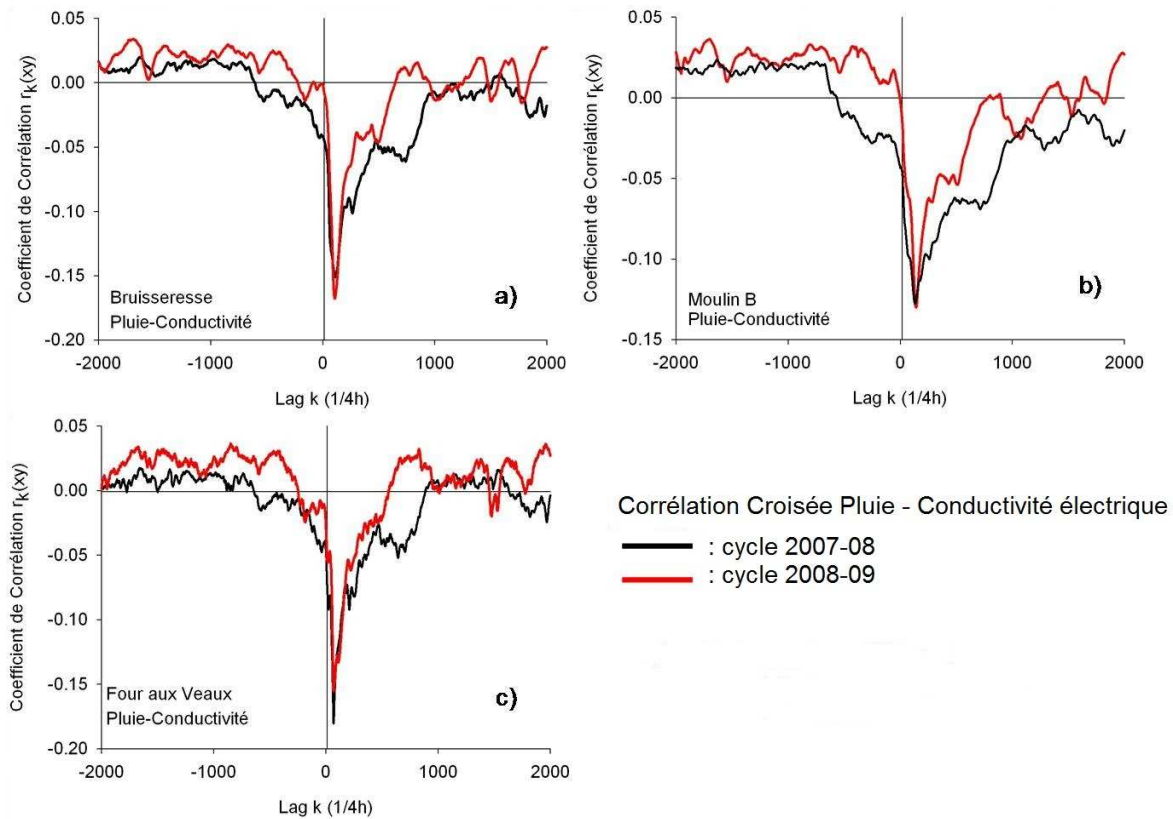


Figure III- 23 : Corrélations croisées Pluie-Conductivité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseresse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux

Les chutes de conductivité électrique enregistrées au niveau des sources traduisent l'arrivée des eaux de surface moins minéralisées que les eaux matricielles. De même que pour la turbidité, les valeurs de corrélation sont faibles (inférieures à -0.2), témoignant également de la non linéarité induite par l'hydrosystème (Tableau III- 6). Les morphologies des corrélogrammes sont similaires à ceux des corrélations croisées Pluie-Turbidité, avec un pic principal suivi d'une tenue de la corrélation pouvant être marquée par des regains de corrélations.

Les coefficients de corrélation présentent de légères variations du cycle hydrologique 2007-08 au cycle 2008-09, soit à l'augmentation de -0.15 à -0.17 (source de la Bruisseresse), soit à la stagnation (source du Moulin B), soit à la diminution de -0.18 à -0.16 (source du Four aux Veaux).

	Bruisseresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Coefficient de corrélation	-0.15	-0.17	-0.13	-0.13	-0.18	-0.16
Lag (h)	28.5	26.75	32.75	35.25	17	17

Tableau III- 6 : Synthèse des temps de parcours des eaux de surface au sein du réseau karstique de Radicatel

Le temps de décalage entre les deux signaux est par conséquent un intégrateur des temps de concentration des eaux de surface avant engouffrement et des temps de circulation intrakarstique. Durant le cycle 2007-08, le temps de réponse est de 17 h, 28.5 h et 32.75 h respectivement pour la source du Four aux Veaux, la source de la Bruisseresse et la source du Moulin B. Durant le cycle hydrologique 2008-09, les temps de réponse sont de 17 h, 26.75 h et 35.25 h.

Les temps de réponse présentent de légères variations du cycle hydrologique 2007-08 au cycle 2008-09, soit à l'augmentation de 32.75 h à 35.25 h (source du Moulin B), soit à la stagnation (source du Four aux Veaux), soit à la diminution de 28.5 h à 26.75 h (source de la Bruisseresse).

III.3.2.3 Interprétation des corrélations croisées

Le profil des corrélogrammes croisés sous la forme d'un pic indique des systèmes karstiques bien drainés (Marsaud, 1996). Le faible écart entre les délais de réponse du transport particulaire et du transport dissous implique que les trois sources sont alimentées par des systèmes karstiques permettant à l'impulsion d'entrée de rester concentrée. Les différences entre les deux réponses peuvent traduire des processus de piégeage sédimentaire.

– Influence de la baisse du niveau piézométrique sur la réponse impulsionnelle

L'augmentation de la corrélation entre la pluie et la turbidité pour les trois sources lors du cycle 2008-09 met en évidence un effet tampon moins important joué par l'hydrosystème. Le signal turbide ressemble un peu plus au signal pluie. Les précipitations moins importantes, ainsi que la baisse du niveau piézométrique lors du cycle hydrologique 2008-09 sont les deux paramètres ayant changés entre les deux cycles hydrologiques. La baisse du niveau piézométrique lors du cycle 2008-09 a engendré une diminution de la zone saturée. La diminution du volume d'eau matricielle s'est alors traduite par une baisse de l'effet tampon de la nappe de la craie sur les eaux engouffrées, renforçant ainsi l'expression de la variabilité karstique du système au cours du cycle 2008-09.

Nous pouvons alors en comparant les résultats des trois sources déterminer leur sensibilité respective aux modifications du niveau piézométrique et déterminer si l'expression du caractère karstique est favorisée ou non.

- Pour la source du Moulin B, l'évolution du coefficient est faible, de 0.14 à 0.16 pour la relation Pluie-Turbidité et stable -0.13 pour la relation Pluie-Conductivité. Ceci implique que l'effet tampon joué par la nappe n'a pas ou très peu été modifié entre les deux cycles hydrologiques. L'expression de la variabilité karstique n'a donc pas été favorisée. Ce système semble avoir une certaine inertie face aux modifications piézométriques pouvant témoigner d'un volume d'eau important et stable dans le temps.

- Pour la source de la Bruisseriesse, les coefficients de corrélation ont augmenté entre les deux cycles, passant de 0.13 à 0.19 pour la relation Pluie-Turbidité et de -0.15 à -0.17 pour la relation Pluie-Conductivité. Le signal pluie est alors moins modifié par l'effet tampon joué par la nappe de la craie, la variabilité karstique se fait alors plus ressentir. Cette source semble donc alimentée par un stock d'eau moins intertiel que celui de la source du Moulin B.
- Pour la source du Four aux Veaux, le coefficient de corrélation augmente au cours du cycle 2008-09 pour la relation Pluie-Turbidité (de 0.13 à 0.19) mais diminue pour relation Pluie-Conductivité (de -0.18 à -0.16). Nous pouvons interpréter l'évolution du coefficient Pluie-Turbidité de la même manière que pour la source de la Bruisseriesse, à savoir une diminution de l'effet tampon sur la turbidité lors de la baisse piézométrique. La baisse du coefficient Pluie-Conductivité est faible (-0.02) et difficilement interprétable.

L'influence de l'effet tampon joué par la nappe de la craie est également visible sur la forme des corrélogrammes. Lors du cycle 2007-08, les corrélogrammes sont plus étalés dans le temps que lors du cycle 2008-09. La valeur du lag pour un coefficient nul est d'environ 10.5 jours pour le cycle 2007-08, alors qu'elle n'est que de 6.5 jours pour le cycle 2008-09. Les corrélogrammes sont plus étroits, les réponses des trois sources reflètent plus le fonctionnement karstique réel.

– Effet de taille des systèmes sur la réponse impulsionnelle

Nous avons vu que les temps de réponse des trois sources sont très différents. Ainsi, la source du Four aux Veaux a les temps de réponses les plus courts, entre 16 h et 17 h, alors que la source du Moulin B a des temps de réponses plus importants, compris entre 32.75 h et 35.25 h (nous ne tenons pas compte pour le moment du temps de réponse de 9.75h).

La rapidité de réaction de la source du Four aux Veaux est remarquable car les temps d'apparition de la turbidité ou de la conductivité intègrent le temps de ruissellement, de concentration, d'engouffrement et de parcours au sein du système karstique. Une telle réactivité de ces différents processus implique deux hypothèses :

Le système karstique alimentant la source est très fonctionnel

La surface d'alimentation est petite

à l'inverse, le temps de réponse long de la source du Moulin B implique :

Un système karstique moins fonctionnel

Un effet tampon plus important

Une surface d'alimentation plus grande

La surface estimée du BAC de Radicatel est de 84 Km² (Safege, étude en cours), de forme allongée selon une direction Nord-Ouest / Sud-Est, se surimposant à un aquifère puissant compartimenté, et ne faisant pas de discrimination entre les différentes sources.

Les récentes expériences de traçages (Ginger Environnement, 2007; IDDEA, 2010) ont démontré que la source du Moulin B est connectée avec des points d'engouffrement pouvant être situés à environ 10 Km, avec des vitesses de circulation supérieures à 300 m.h⁻¹, des taux de restitution supérieurs à 62 % et des temps modaux de 30 h. Ces résultats attestent de l'existence d'un drainage karstique très important alimentant la source du Moulin B, drainage favorisé par la faille du Moulin (limite Ouest du graben compartimenté). Nous pouvons donc écarter les deux premières hypothèses expliquant des temps de réponse long.

L'écart entre les temps de réponse du Four aux Veaux et du Moulin B semble donc lié à la dimension spatiale des surfaces d'alimentation. La source du Four aux Veaux s'est révélée négative aux traçages réalisés par IDDEA (IDDEA, 2010), ce qui tendrait à séparer la surface d'alimentation de la source du Four aux Veaux de celle du Moulin B. De plus, l'emprise géographique de cette zone d'alimentation apparaît contrainte à l'Est par le système « Bruisseresse-Moulin », à l'Ouest par le système « Sandouville-Oudale » et au Nord Ouest par le système de « Saint Laurent de Brévedent » (Figure II- 60).

Les chroniques brutes de turbidité et de conductivité électrique, ainsi que les fonctions de densité de probabilité de la conductivité électrique, attestent que la source du Four aux Veaux possède un fonctionnement karstique bien établi, permettant de confirmer l'hypothèse d'un système karstique très fonctionnel.

La source du Four aux Veaux est donc alimentée par une surface d'alimentation de faible dimension spatiale drainée par un karst fonctionnel.

De prochaines expériences de traçage vont permettre de distinguer plus finement les limites des surfaces d'alimentation des trois sources, et tenter de discriminer chaque zone d'alimentation.

– Cas particulier : La valeur du retard (lag) de la corrélation Pluie-Turbidité du Moulin B au cours du cycle 2007-08.

Les valeurs de décalage obtenues le sont par lecture du décalage, pour la valeur du coefficient de corrélation la plus élevée (Larocque *et al.*, 1998 ; Valdes, 2005). Cette lecture aboutit à un lag de 9.75 h pour le cycle 2007-08 et de 34 h pour le cycle 2008-09 (Figure III- 24). Or, lorsque l'on compare les deux corrélogrammes, nous constatons que celui du cycle 2008-09 présente également un petit pic de corrélation pour ce laps de temps. A l'inverse, le corrélogramme 2007-08 présente un petit pic pour le laps de temps du pic principal du cycle 2008-09, à savoir une trentaine d'heures. Cette variabilité met en évidence une variabilité au

sein de la réponse rapide du système alimentant la source du Moulin B variant d'un cycle à l'autre.

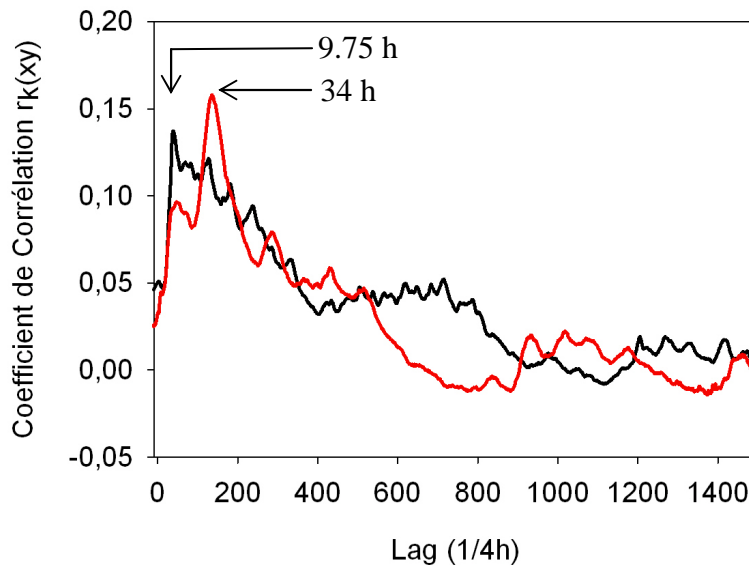


Figure III- 24 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité de la source du Moulin B pour les deux cycles hydrologiques ; en noir : 2007-08 ; en rouge : 2008-09

Nous pouvons émettre l'hypothèse suivante, à savoir que chacune de ces composantes est la signature du fonctionnement d'une partie du réseau karstique ou d'une connexion karstique.

Lors du cycle 2007-08, le niveau piézométrique est plus élevé que lors du cycle 2008-09. Certaines parties du réseau karstique sont ainsi en zone noyée. La réponse du système est alors dominée par des drains dont le temps de réponse est très court, de l'ordre de la dizaine d'heures. La composante répondant en 34 h a une signature minoritaire au sein de la réponse turbide.

Lors du cycle 2008-09, le niveau piézométrique diminue et est proche de ses niveaux les plus bas, modifiant la géométrie du réseau de drainage. Cette évolution de l'organisation se traduit par une part déclinante de l'impact de l'effet tampon de la nappe favorisant l'expression du drainage karstique dont le temps de réponse est de 34 h.

Les observations faites pour la source du Moulin B sont-elles un cas particulier ? Quelle est la signification des regains de corrélations ?

En comparant les corrélogrammes de chaque source, nous pouvons voir que les modes principaux et secondaires se positionnent sensiblement de la même manière d'un cycle à l'autre, aussi bien pour la turbidité que pour la conductivité électrique avec des variations d'amplitudes (Figure III- 25).

Desetres (2005) a assimilé ces variations de corrélation dans le temps à différentes arrivées d'eau ayant parcourues le système karstique par de multiples chemins. Il a par la suite

trouvé une corrélation entre ces temps d'apparition et des temps de parcours de traceurs artificiels à partir de points d'engouffrement.

Les expériences de traçage menées ces dernières années ont été positives à la source du Moulin B avec des temps modaux de 30 h et 9 h (IDDEA, 2010). En suivant la logique de Desetres (2005), nous pouvons faire le lien entre ces temps de parcours des traceurs artificiels et les deux modes des corrélations croisées Pluie-Turbidité et Pluie-Conductivité de la source du Moulin B, dont il était question précédemment sur la Figure III- 24. Si les différents pics de corrélations sont en relation avec des circulations intrakarstiques, chaque pic correspond à une connexion surface / souterrain. Les modes 9-10 h et 30-34 h étant les deux principaux modes, une protection des points d'engouffrement pourrait permettre un abattement important de la turbidité. Ce champ de recherche devra faire l'objet d'une étude plus approfondie grâce aux nouvelles expériences de traçages prévues au cours du cycle 2010-11.

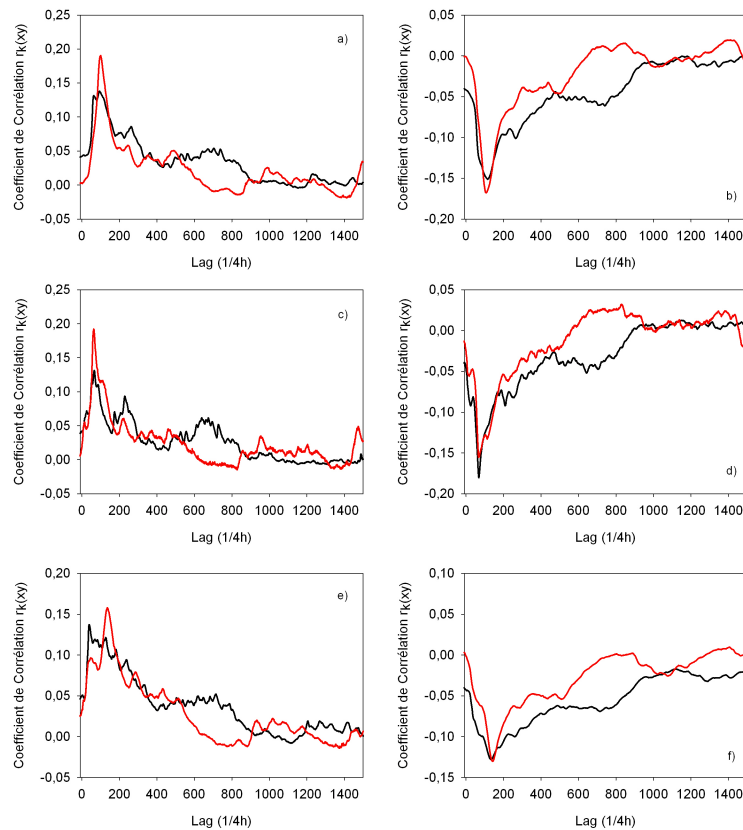


Figure III- 25 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité (colonne de gauche), et Pluie-Conductivité (colonne de droite), en noir : le cycle 2007-08 ; en rouge : le cycle 2008-09. a), b) : Bruisseresse ; c), d) : Four aux Veaux ; e), f) : Moulin B

Les signaux de sortie et leur variabilité sont la résultante de modifications du signal d'entrée engendrées par la combinaison complexe du bassin versant de surface et par le karst. Un autre facteur peut également influencer les signaux de sortie et tout particulièrement le signal turbide, il s'agit de l'impact anthropique.

III.4 Impact anthropique sur le signal de sortie : effet des pompages sur la turbidité

L'usine de Radicatel stocke temporairement l'eau brute dans une bête de mélange (mélange des eaux des sources de la Bruisseresse, du Moulin B et des forages C1,...C7), puis cette eau est pompée afin d'alimenter toute la chaîne de traitement (cf. I.1.4.4). Le pompage dans la bête de mélange s'effectue grâce à deux groupes de pompes (GR1 et GR2) dont la mise en route est « conditionnée » par des plages horaires définies avec EDF et par les demandes de l'agglomération havraise. Pour étudier l'impact potentiel du fonctionnement de l'usine sur le signal turbide, nous disposons d'une chronique de fonctionnement (marche-arrêt) des deux groupes de pompes durant une année, de février 2008 à février 2009 (Figure III- 26).

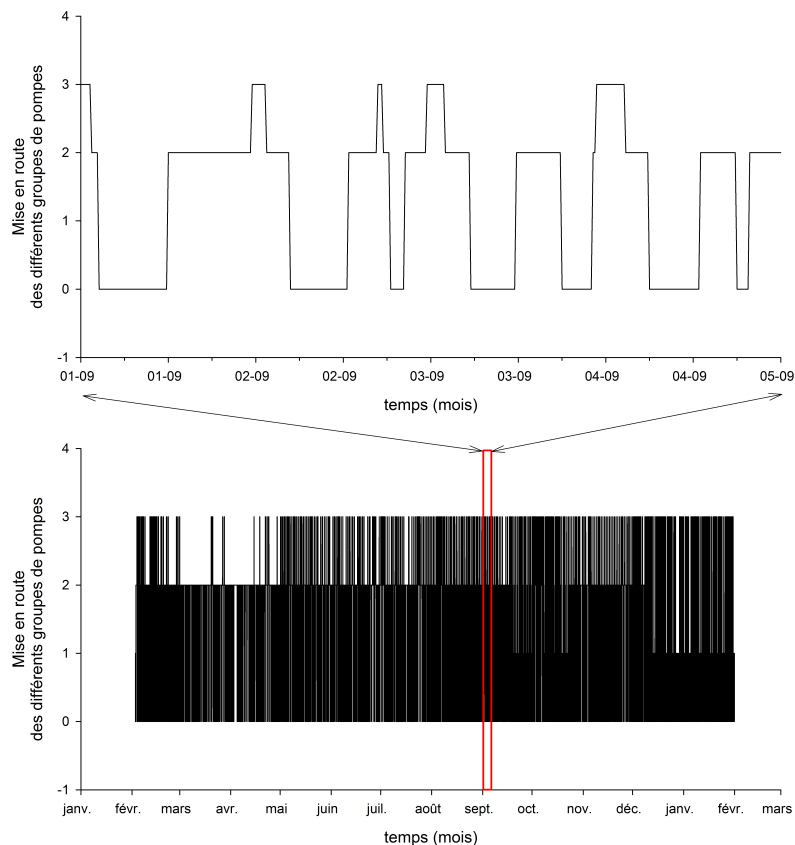


Figure III- 26 : Chronique de pompage de l'usine de Radicatel ; sur l'échelle des ordonnées : 2 = mise en route de GR1, 1 = mise en route de GR2 et 3 = mise en route des deux groupes de pompes

La mise en route du GR1 est codée par la valeur 2 et la mise en route du GR2 par la valeur 1. Les périodes durant lesquelles les deux groupes fonctionnent ensemble, la valeur du code est de 3. L'observation des données brutes permet de constater que les périodes de mise en route ou d'arrêt des pompes possèdent des durées variables au cours du temps et des combinaisons également variables. Nous avons utilisé les méthodes de traitement du signal, afin de caractériser les fréquences de fonctionnement de ces pompes, puis vérifié si les

fréquences mises en évidence se retrouvent dans le signal turbide en sortie du système karstique, et enfin nous avons estimé la part de variance dans le signal turbide associée à ce processus anthropique.

III.4.1 Contenu fréquentiel des périodes de pompage

Pour investiguer le contenu fréquentiel, nous avons réalisé des FFT des chroniques de pompage (GR1, GR2) et de la chronique de pompage totale (Figure III- 27).

- GR1 :

Le spectre du GR1 met en évidence l'existence de 2 fréquences principales à 24 et 12 heures et de 2 fréquences secondaires à 7 jours et 8 heures. Ces fréquences sont caractéristiques du fonctionnement du premier groupe de pompes.

- GR2 :

Pour le spectre du GR2, nous retrouvons les 2 fréquences principales (24 et 12 heures). Néanmoins, ce groupe de pompes se caractérise également par des fréquences secondaires plus nombreuses à 8, 6, 5 et 4 heures. La présence de ces nombreuses fréquences témoigne d'un fonctionnement plus épisodique que le groupe 1.

- Pompage total :

Le spectre réalisé sur la chronique regroupant le fonctionnement des deux groupes de pompes met en évidence les deux fréquences principales à 24 et 12 heures. Nous retrouvons également les fréquences à 7 jours et à 8 heures.

Cette analyse spectrale des chroniques de pompage permet de déterminer deux fréquences principales (24 et 12 heures) propres à ce mécanisme anthropique. Nous pouvons à présent essayer de mettre en évidence la présence ou non de ces fréquences anthropiques au sein des chroniques de turbidité, et de déterminer la part de celles-ci dans la variance totale de la turbidité.

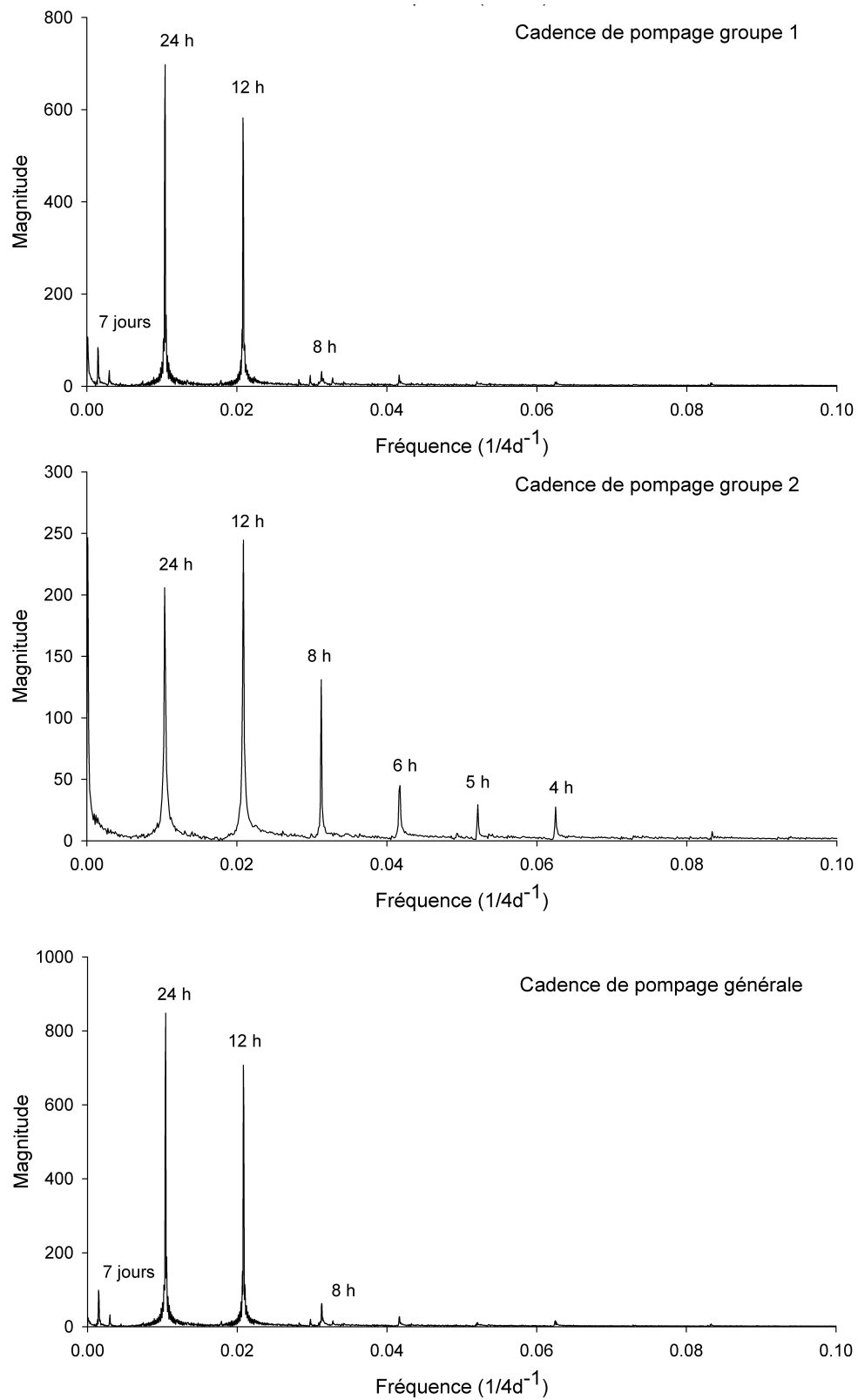


Figure III- 27 : Transformées de Fourier des chroniques de pompage de l'usine de Radicatel et mise en évidence des fréquences de pompage propres à chaque groupe de pompes

III.4.2 Mise en évidence des fréquences de pompage sur le signal turbide

Nous avons utilisé la même méthode que précédemment sur les chroniques de turbidité des trois sources, afin de mettre en évidence la présence ou non de fréquences caractéristiques du fonctionnement des pompes de l'usine de production d'eau. Afin de vérifier l'existence de fréquences propres au pompage et de limiter des confusions avec des fréquences propres du fonctionnement naturel des sources, nous avons travaillé sur des périodes durant lesquelles les sources sont faiblement impactées par les précipitations. Le signal turbide correspond dans ce cas à un signal non perturbé par des événements météorologiques. Nous avons donc travaillé sur les périodes comprises entre avril et septembre pour les deux cycles hydrologiques.

– La source de la Bruisseriesse (Figure III- 28a) :

Le spectre réalisé met en évidence la présence de trois fréquences particulièrement bien visibles : 24, 12 et 8 heures, et ce durant les deux périodes estivales étudiées. Le fait que nous retrouvons aussi nettement les fréquences caractéristiques du fonctionnement du pompage témoigne que la turbidité de la source de la Bruisseriesse est très influencée par ce mécanisme anthropique. Cette signature des processus de production d'eau dans le signal turbide s'explique par la position de la source par rapport à l'usine. En effet, la source de la Bruisseriesse se situe à peine à une centaine de mètres de l'usine, de plus l'ensemble du réseau de canalisation entre la source et l'usine est en charge. La continuité hydraulique entre la bêche de mélange et la source est donc assurée. L'effet du pompage se traduit alors par des variations de turbidité non pas liées à un quelconque épisode pluvieux, mais bien à un mécanisme anthropique.

– La source du Moulin B (Figure III- 28b) :

Le comportement de la source du Moulin B est un peu différent de celui de la source de la Bruisseriesse. En effet, durant le cycle 2007-08, nous ne mettons pas en évidence la présence de fréquences caractéristiques liées à l'effet du pompage, néanmoins, durant le cycle 2008-09, les fréquences à 24, 12 et 8 heures précédemment mise en évidence sont présentes.

La différence entre les deux cycles peut s'expliquer par :

- une modification des périodes de pompage
- une augmentation du stock sédimentaire facilement mobilisable.

La première hypothèse peut être écartée grâce à l'analyse réalisée sur la source de la Bruisseriesse. En effet, cette source est très sensible au mécanisme de pompage. Une

modification de celui-ci se serait traduite par une modification de sa signature spectrale entre les deux cycles, or ce n'est pas le cas.

La deuxième hypothèse quant à elle, peut s'expliquer par des conditions hydrodynamiques naturelles plus faibles durant le cycle 2008-09 (moins de précipitations), le stock sédimentaire n'a donc pas été évacué et s'est accumulé tout au long du cycle hydrologique. Le pompage aurait ainsi remobilisé ce stock sédimentaire.

– La source du Four aux Veaux (Figure III- 28c) :

La source du Four aux Veaux présente des spectres tout à fait différents des deux autres sources. Il n'y a pas de pics nets marqueurs des fréquences de pompage comme démontrées précédemment. Cette source n'est donc pas impactée par le fonctionnement des pompes de l'usine de Radicatel.

Cette particularité s'explique principalement par une sollicitation très faible de cette source pour la production d'eau et par une position et un branchement qui lui sont propres. En effet, la source du Four aux Veaux est la source la plus éloignée de l'usine en terme de linéaire de canalisation (2.9 Km). De plus, le cheminement de l'eau est assuré par une pompe de relevage située en aval dans le village de Tancarville (Tancarville-bas). Ce dispositif interrompt la continuité hydraulique entre la source et l'usine et donc l'effet d'un quelconque pompage.

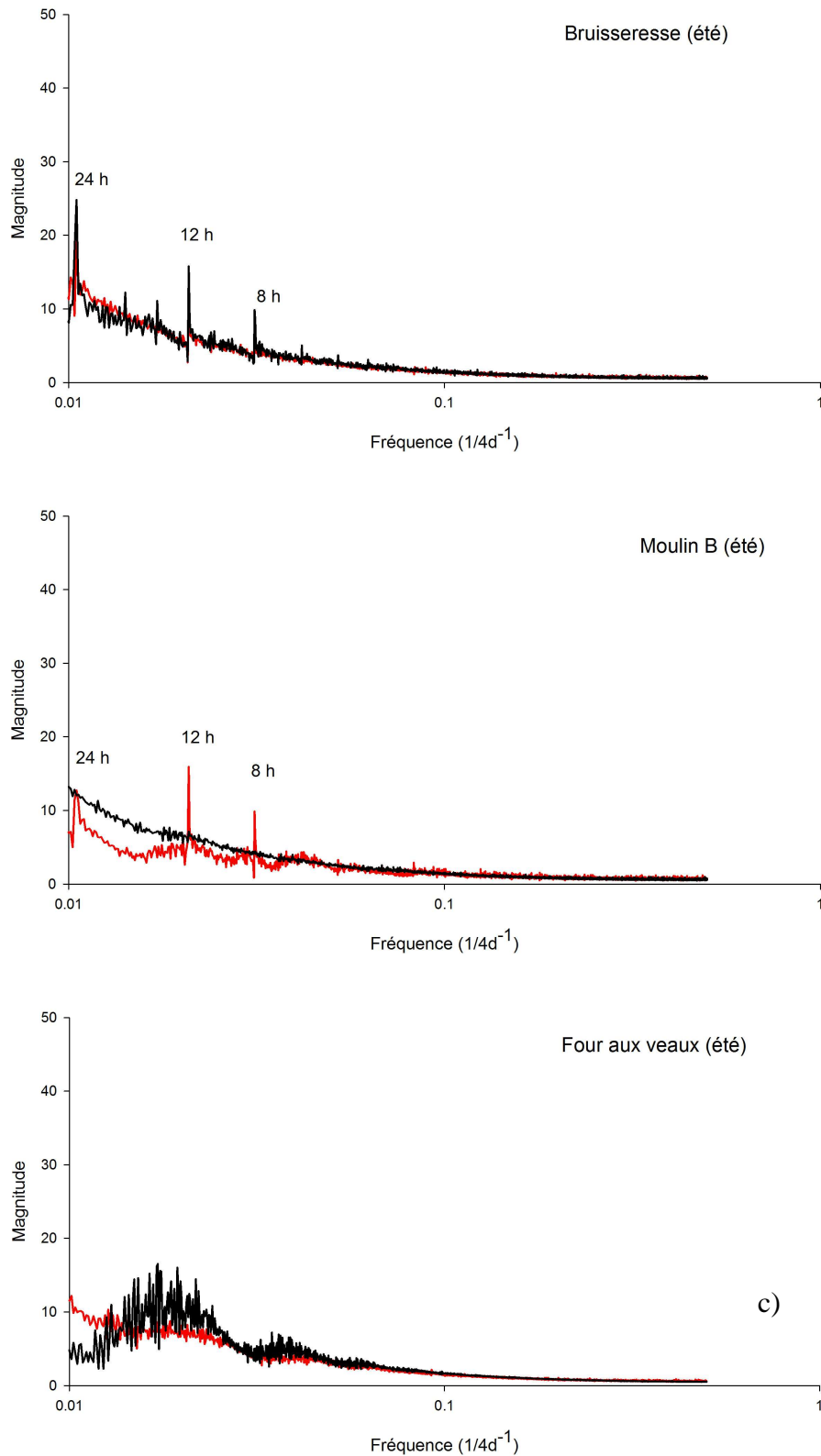


Figure III- 28 : Spectre des chroniques de turbidité pour la période de avril à septembre des trois sources étudiées, en noir le cycle 2007-08 et en rouge le cycle 2008-09 ; a) Bruisseresse, b) Moulin B, c) Four aux Veaux

III.4.3 Détermination de l'impact du pompage sur le signal turbide

A présent que nous avons mis en évidence la présence de fréquences propres aux pompages au sein du signal turbide, nous allons déterminer la part de celui-ci dans la variabilité de la turbidité, non plus sur la période estivale de chaque cycle, mais sur l'ensemble des deux cycles hydrologiques. Pour cela, nous avons isolé les fréquences les plus caractéristiques du pompage à 24, 12 et 8 h et reconstruit le signal turbide à partir de celles-ci (Figure III- 29). Puis, nous avons calculé le pourcentage de variance du signal reconstruit par rapport à la variance totale.

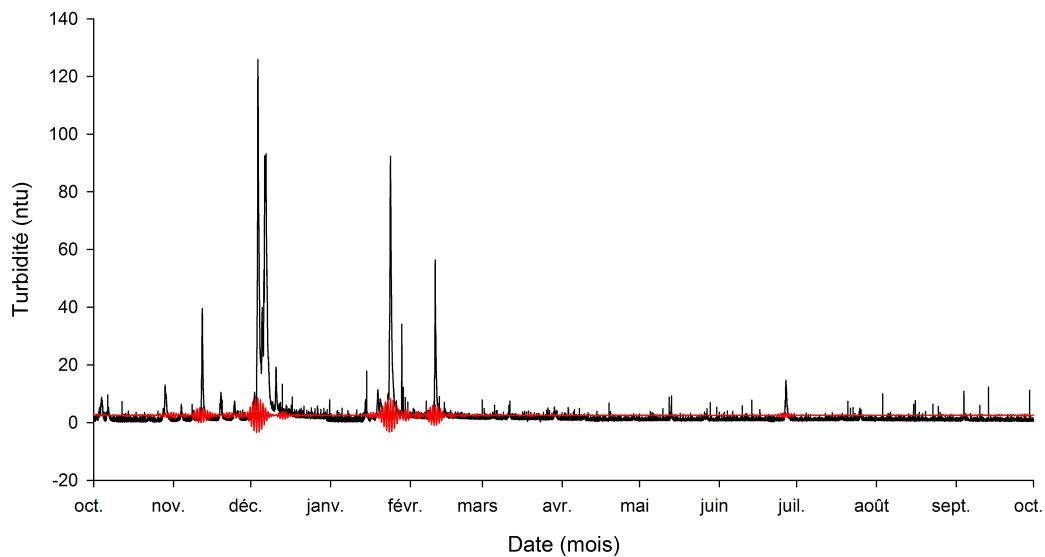


Figure III- 29 : Reconstruction du signal turbide engendré par le pompage pour la source de la Bruisseresse durant le cycle hydrologique 2008-09.

Le pourcentage de variabilité de la turbidité lié à l'impact du pompage est compris entre 1.1 % et 1.5 % (Tableau III- 7). Bien que plus éloignée de l'usine, la source du moulin B est très légèrement plus sensible à ce mécanisme de remise en suspension. Ceci peut être le fruit d'une longueur de canalisation plus importante pouvant être le lieu d'une sédimentation. Le déséquilibre hydrodynamique brutal engendré par le pompage permet des mécanismes de remise en suspension des particules fines sédimentées au niveau des sources mais également dans le réseau de canalisation, mais dans de faibles proportions.

	Bruisseresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Pourcentage de variance	1.2 %	1.1 %	/	1.5 %	/	/

Tableau III- 7 : Pourcentage de variance au sein du signal total de turbidité expliqué par le pompage

L'étude de la réactivité des sources de Radicatel suite aux précipitations ainsi que la mise en évidence de l'impact anthropique sur le signal turbide, nous ont permis de connaître précisément les contraintes extérieures pouvant influencer le comportement des sources de Radicatel. Nous allons à présent étudier et interpréter le rôle de filtre joué par l'hydrosystème.

III.5 Approche fonctionnelle des sources de Radicatel

La caractérisation du comportement des hydrosystèmes karstiques à l'échelle du cycle hydrologique permet d'appréhender un fonctionnement moyen de ces derniers. L'utilisation des techniques de traitement du signal fournit ainsi une vision globale (dans le sens général) de la réactivité des systèmes étudiés et permet d'obtenir leur réponse « moyenne », que ce soit en termes de flux hydriques ou de flux d'éléments transportés (Massei, 2009). Nous avons eu au cours des chapitres précédents une première approche de cette vision globale du fonctionnement grâce aux corrélations croisées. A présent, nous allons déterminer la capacité de chaque système à dissiper l'impact des flux particulaire et dissous des eaux de surface et ainsi caractériser le pouvoir de filtre des trois hydrosystèmes. Pour finir, nous aborderons les processus de transport à l'échelle des deux cycles hydrologiques.

III.5.1 Analyse du comportement inertiel du système karstique

III.5.1.1 Description des corrélogrammes

L'autocorrélation est un outil permettant de décrire le degré de dépendance linéaire des valeurs d'une série de données pour des valeurs de plus en plus espacées, et traduit donc le degré de conservation de l'information dans une série. En hydrologie karstique, les autocorrélogrammes sont utilisés afin de définir l'effet mémoire des systèmes. Plus la valeur de l'effet mémoire est forte, plus la corrélation du signal avec lui-même est tenue dans le temps, traduisant ainsi un système dont les variations se ressentent dans le temps. L'interprétation commune de l'effet mémoire, est la suivante :

- (1) un effet mémoire important traduit un système inertiel, l'inertie pouvant être la résultante d'un système karstique peu développé, de réserves d'eau importantes,
- (2) un effet mémoire faible traduit quant à lui un système non-intertiel, pouvant correspondre à un karst bien développé, des réserves d'eau de faible ampleur,....

Nous avons donc calculé les corrélogrammes des chroniques de turbidité et de conductivité des trois sources et déterminé les valeurs des effets mémoires associés, selon la méthode décrite par Mangin (1984, 1998) (Figure III- 30a). Nous avons ensuite ajusté une loi

exponentielle décroissante afin de déterminer précisément la vitesse de décroissance des corrélogrammes, selon la méthode développée par Massei *et al.* (2006b) et reprise par Hanin (2006) (Figure III- 30b). Pour compléter ces méthodes, nous avons relevé graphiquement le lag pour un coefficient de corrélation égal à 0, correspondant d'un point de vue physique à la durée moyenne totale durant laquelle les sources sont sous l'influence des eaux de surface.

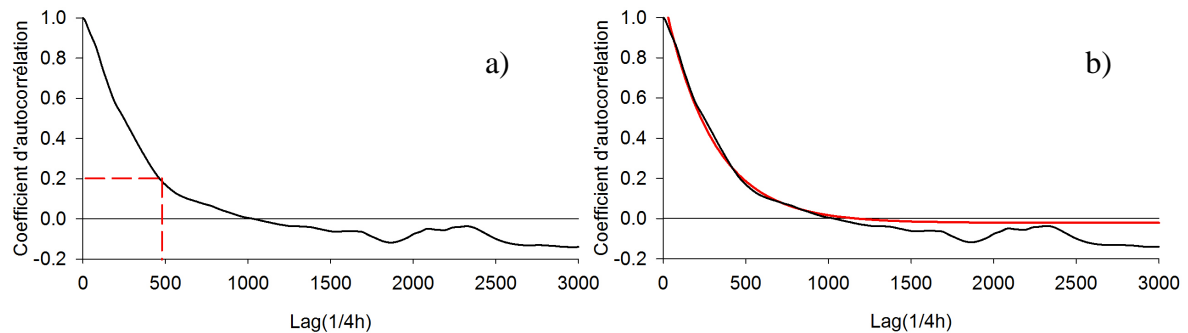


Figure III- 30 : Méthodes de détermination de l'effet mémoire de la chronique de conductivité électrique de la source du Moulin B au cours du cycle 2008-09, (a) selon la méthode de Mangin (1984), (b) selon la méthode d'ajustement d'une loi exponentielle décroissante de formule : $Y = y_0 + a * e^{(-b * x)}$. Le coefficient b exprimé en lag-1 correspond à la vitesse de décroissance de l'effet mémoire.

La Figure III- 31 présente les corrélogrammes de chaque source réalisés pour les deux paramètres sur les deux cycles hydrologiques. Le Tableau III- 8 synthétise les valeurs de l'effet mémoire, les vitesses de décroissance ainsi que la durée totale d'influence des eaux de surface sur les sources.

Les autocorrélogrammes des trois sources décroissent très rapidement dans un premier temps, puis la décroissance marque un léger plateau pouvant être marqué par un ou plusieurs regains de corrélation. Par la suite, la décroissance peut être plus ou moins étalée selon les sources. Néanmoins, malgré la tenue de la corrélation, la durée d'influence est toujours faible et inférieure à 18 jours.

- Pour le cycle 2007-08, la source du Four aux Veaux possède les valeurs d'effet mémoire les plus faibles avec 2.1 jours pour la turbidité et 3.5 jours pour la conductivité. Vient ensuite la source de la Bruisseriesse avec 2.8 j et 6.7 j respectivement pour la turbidité et la conductivité électrique. La source du Moulin B est quant à elle celle dont les valeurs sont les plus importantes, 6.7 j et 8.5 j. Nous pouvons voir que la décroissance de la conductivité est toujours inférieure à celle de la turbidité, mais cette différence est faible, tout particulièrement pour la source de la Bruisseriesse.

Les vitesses de décroissance obtenues par l'ajustement exponentiel confirment que la source du Four aux Veaux a la meilleure capacité à évacuer l'information des signaux de sortie, suivie de la source de la Bruisseriesse et du Moulin B.

La durée d'impact des variations de turbidité et de conductivité électrique montre de plus grandes différences entre ces deux signaux de sortie. la durée d'impact des variations de conductivité électrique classe les sources différemment. La source de la Bruisseriesse étant la source la moins durablement impactée par les variations de conductivité électrique (9.88 jours), suivie de la source du Moulin B (15.5 jours) et pour finir la source du Four aux Veaux (17.45 jours)

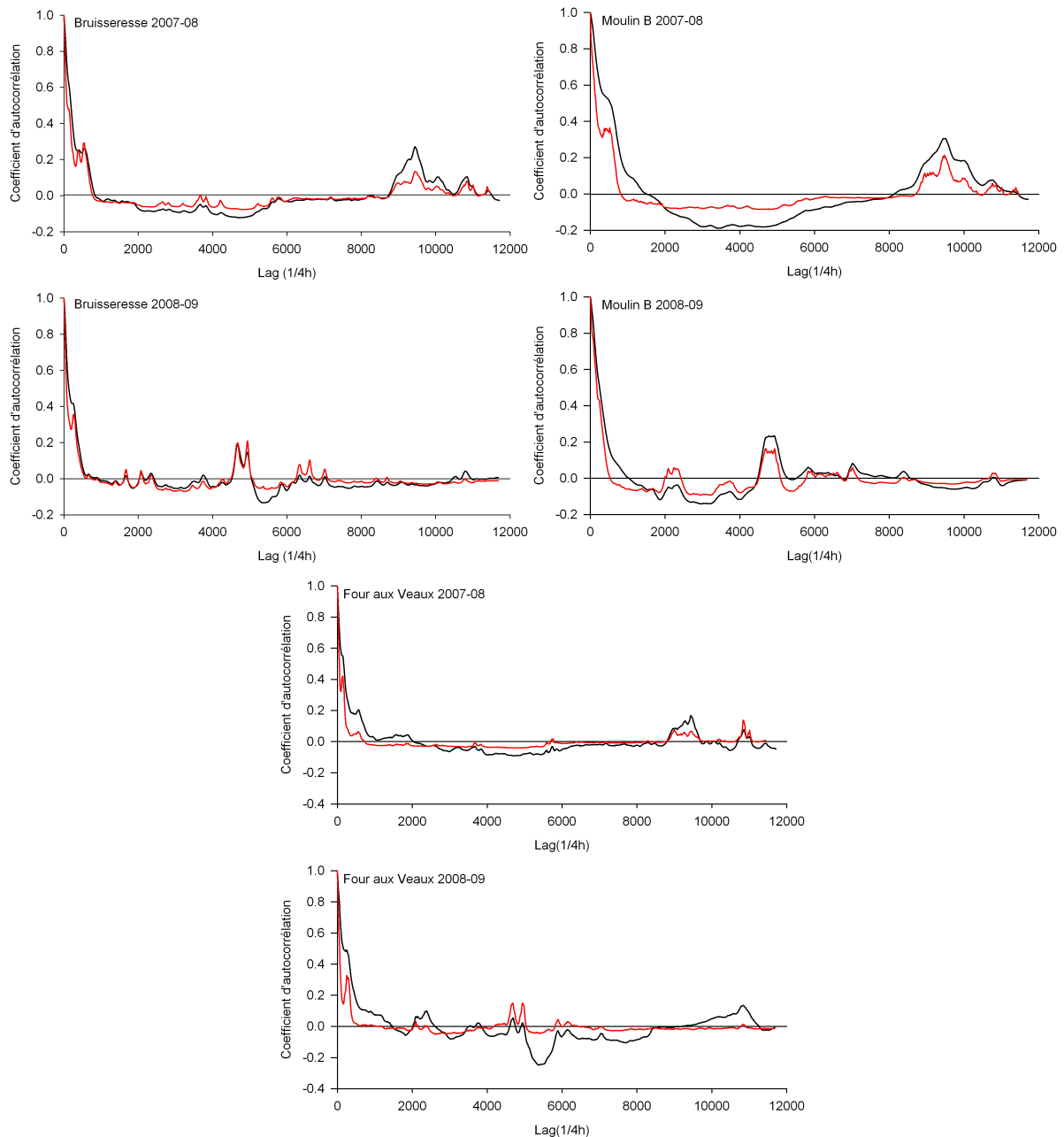


Figure III- 31 : Autocorrélogrammes réalisés sur les chroniques de conductivité (en noir) et de turbidité (en rouge) pour les deux cycles hydrologiques et pour les trois sources

- Au cours du cycle 2008-09, les lags augmentent pour les sources de la Bruisseriesse et du Four aux Veaux, mais diminuent fortement pour la source du Moulin B passant ainsi de 6.7 j à 3.8 j pour la turbidité et de 8.5 j à 4.8 j pour la conductivité électrique.

Les vitesses de décroissance ont quant à elles augmentées pour la source du Moulin B et de la Bruisseriesse. Pour la source du Four aux Veaux, elles ont dans les deux cas diminué.

Il y a donc une différence d'estimation de la capacité de chaque système à évacuer l'information des signaux de sortie. La lecture graphique de l'effet mémoire selon la méthode employée communément ne tient pas compte de la morphologie complète du profil de l'autocorrélogramme. Ceci engendre dans notre cas d'étude pour la source du Four aux Veaux une estimation de l'effet mémoire moins importante au cours du cycle 2008-09 et donc ainsi une capacité accrue de la source à évacuer l'information. Néanmoins, la durée totale d'influence des épisodes de crue a quant à elle augmenté, mettant en évidence que la détermination de l'effet mémoire par lecture graphique fausse l'estimation de la capacité des hydrosystèmes à évacuer l'information. Néanmoins, la valeur de l'effet mémoire étant une donnée communément employée dans la bibliographie, elle est nécessaire pour la comparaison de différents sites entre eux.

Les durées d'impact des épisodes turbides tendent à s'homogénéiser au cours de ce cycle hydrologique avec des durées comprises entre 7.3 et 7.7 jours. Elles ont diminué pour les sources de la Bruisseriesse et du Moulin B passant respectivement de 9.16 à 7.69 jours et de 11.1 à 7.32 jours. Pour la source du Four aux Veaux, la durée d'impact des épisodes turbides a augmenté, passant de 5.61 à 7.32 jours. L'impact des variations de conductivité électrique a également diminué pour les sources de la Bruisseriesse et du Moulin B mais dans des proportions différentes. En effet, la durée est passée de 9.88 à 9.39 jours pour la source de la Bruisseriesse, alors qu'elle a diminué nettement pour la source du Moulin B passant de 15.5 à 9.76 jours. La durée d'impact de la source du Four aux Veaux a quant à elle très légèrement augmenté, passant de 17.45 à 17.57 jours. Au vu de ces résultats, nous pouvons considérer que les durées d'impact des variations de conductivité électrique des sources de la Bruisseriesse et du Four aux Veaux ont été stables du cycle hydrologique 2007-08 au cycle 2008-09.

		Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
	Période	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
Turbidité	Lag AC=0.2 (j)	2.8	3.6	6.7	3.8	2.1	3.5
	Durée d'impact des épisodes turbides, Lag AC=0 (j)	9.16	7.69	11.10	7.32	5.61	7.32
	Vitesse de décroissance ($1/4h^{-1}$)	-0.0029	-0.0045	-0.0022	-0.0043	-0.0068	-0.0055
	Période	07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
Conductivité	Lag AC=0.2 (j)	6.7	4.1	8.5	4.8	3.5	4.8
	Durée d'impact des eaux de surface, Lag AC=0 (j)	9.88	9.39	15.5	9.76	17.45	17.57
	Vitesse de décroissance ($1/4h^{-1}$)	-0.0026	-0.0041	-0.0012	-0.0027	-0.0035	-0.0030

Tableau III- 8 : Synthèse des paramètres des corrélogrammes réalisés sur la turbidité et la conductivité des trois sources à partir des méthodes de Mangin (1984) et de Massei et al. (2006b)

III.5.1.2 Interprétations des résultats

La source du Four aux Veaux est au cours des deux cycles hydrologiques la source la moins durablement impactée par les épisodes turbides. Toutefois, à l'inverse, elle est celle dont les effets des variations de conductivité électrique sont les plus durables. La source du Moulin B quant à elle, est celle dont les effets des eaux de surface se ressentent le plus longtemps mais tendent à diminuer au cours du cycle 2008-09. La source de la Bruisseriesse se situe dans une position intermédiaire avec une évolution similaire mais légèrement moindre que celle de la source du Moulin B.

– Description et comparaison de l'évolution des profils des corrélogrammes

Sachant que la turbidité est un signal moins conservatif (piégeage intrakarstique, remise en suspension) que la conductivité, les différences de profil entre les deux corrélogrammes indiquent par conséquent les processus de transport de la phase particulaire et dissoute au sein de l'hydrosystème.

Pour la source de la Bruisseriesse, les corrélogrammes sont presque identiques et ce pour les deux cycles hydrologiques. Les variations de turbidité et de conductivité électrique sont similaires. La source est donc alimentée par un système ayant un hydrodynamisme favorisant une circulation concentrée.

Pour la source du Four aux Veaux, les deux autocorrélogrammes décroissent très brusquement et dans les mêmes proportions. Puis, à partir d'un lag d'environ 15 h, le corrélogramme de la conductivité électrique s'écarte et sa base devient plus étalée que celle de la turbidité. La différence de morphologie de la base des corrélogrammes peut provenir de deux processus pouvant coexister. Le premier de ces processus est une décantation intrakarstique des MES impliquant un effet de traîne moins marqué. Le deuxième processus est une diffusion du flux dissous plus importante que le flux particulaire se traduisant par une restitution plus longue et un effet de traîne plus marqué.

Pour la source du Moulin B, la morphologie des corrélogrammes évolue d'un cycle à l'autre. Au cours du cycle 2007-08, les deux corrélogrammes diffèrent rapidement. Les interprétations avancées pour la source du Four aux Veaux peuvent s'appliquer également à ce cas, mais avec des processus plus marqués. Lors du cycle suivant (2008-09), les deux corrélogrammes ont des morphologies tout à fait similaires, excepté à leur base où la conductivité est de nouveau plus étalée. Nous sommes alors dans un cas de figure similaire à celui de la source de la Bruisseriesse où les conditions hydrodynamiques favorisent une circulation concentrée des deux phases particulaire et dissoute.

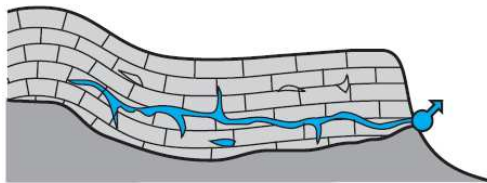
– Influence de la variabilité des niveaux piézométriques

Précédemment (cf. III.3.2), nous avons vu que la baisse du niveau piézométrique au cours du cycle 2008-09 a favorisé l'expression du drainage karstique par rapport à la composante matricielle de l'aquifère.

Pour la source de la Bruisseriesse, l'évolution de ce rapport s'est traduite par une expression plus nette du drainage karstique. L'augmentation de la vitesse de décroissance ainsi que la diminution de la durée d'impact des eaux de surface vont dans ce sens. Nous voyons que le rapport entre la restitution de la phase particulaire et de la phase dissoute n'a pas évolué. Les caractéristiques de transport n'ont donc pas été modifiées d'un cycle à l'autre pour cette source. La circulation se fait donc dans un drain certainement de type « monocollecteur » permettant la diffusion des eaux de surface de manière concentrée. Les phénomènes de dépôts intrakarstique (toujours présents) semblent néanmoins peu développés.

Pour la source du Four aux Veaux, l'expression de la variabilité karstique est également favorisée lors de la baisse du niveau piézométrique. Néanmoins, les vitesses de décroissance ont diminué et les durées d'impact des eaux de surface ont augmenté, aussi bien pour la turbidité que pour la conductivité électrique.

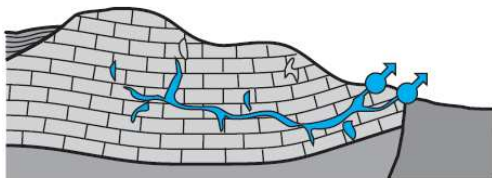
Dans le chapitre III.3.2, nous avons vu que la source du Four aux Veaux draine un hydrosystème de faible dimension sensible aux variations piézométriques permettant l'expression accrue de la variabilité karstique. De plus, sa position dans un talweg, son altitude plus élevée (+15 m NGF) et sa situation de recoupement de la surface piézométrique avec la surface topographique, font que cette source est de type jurassien contrairement aux sources de la Bruisseriesse et du Moulin B qui sont de type vauclusien (Figure III- 32).



Système jurassien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une faible résistance à l'écoulement des eaux.

Le drainage s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire.



Système vauclusien

Degré de fracturation, lithologie, et stratification déterminent une forte résistance à l'écoulement des eaux.

Le drainage s'organise sous le niveau de l'exutoire.

Figure III- 32 : Organisation du drainage en système jurassien et vauclusien (Bakalowicz, 1999)

Le drain principal est alors situé dans la partie supérieure de la zone noyée avec un drainage qui s'organise au voisinage du niveau de l'exutoire. De ce fait, lorsque le niveau piézométrique diminue, la zone saturée diminue et son effet tampon sur l'impulsion d'entrée baisse également. Les eaux de surface sont alors moins impactées par l'effet tampon des eaux matricielles. Ceci se traduit par des vitesses de décroissance plus importantes dans un premier temps. Toutefois, en situation de bas niveaux piézométriques, le gradient hydraulique ayant diminué, les conditions hydrodynamiques permettant le drainage de la nappe ont également diminué, ceci engendrant un retour des eaux matricielles dans les drains karstiques plus lent, favorisant un effet de traîne plus important des eaux de surface, expliquant l'augmentation de la durée d'impact des eaux de surface à la source du Four aux Veaux.

Pour la source du Moulin B, la baisse du niveau piézométrique n'a que très peu favorisé l'expression du drainage karstique. Néanmoins, au regard de l'évolution des corrélogrammes, nous pouvons estimer que les conditions hydrodynamiques furent favorables à une circulation concentrée des eaux de surface.

– Signification des regains de corrélation

Nous venons de le voir, les corrélogrammes de la turbidité et de la conductivité des trois sources sont affectés par des plateaux et des regains de corrélation. Deux hypothèses s'offrent à nous pour expliquer ces morphologies :

- (1) des arrivées d'eau tardives,
- (2) une structuration particulière des signaux.

Sur la Figure III- 33, nous pouvons voir que pour les deux cycles hydrologiques, le nombre et la position des regains principaux sont semblables d'une source à l'autre au cours d'un même cycle, mais variable d'un cycle à l'autre.

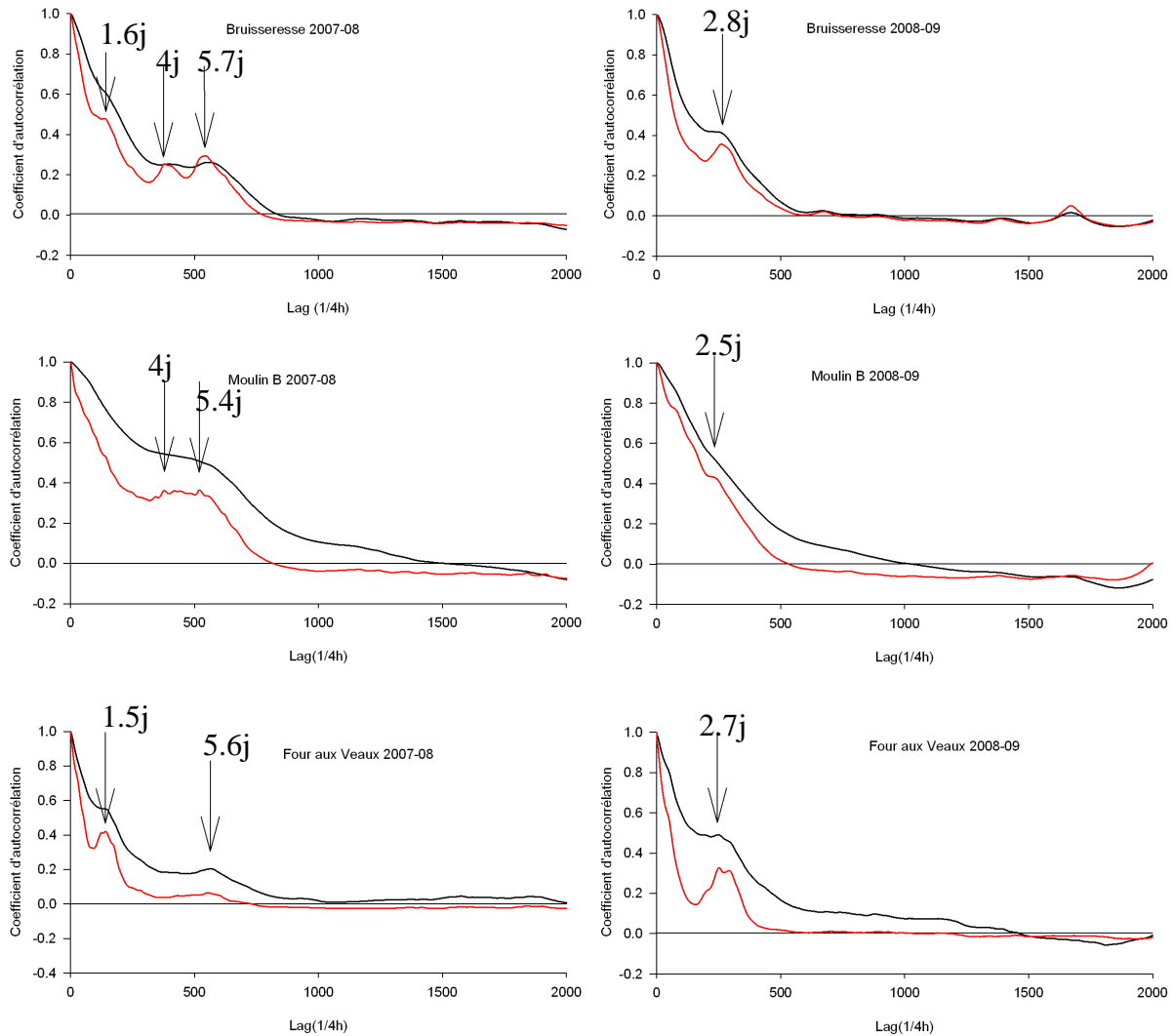


Figure III- 33 : Mise en évidence des regains de corrélation communs aux trois sources

Comme nous venons de le voir, les trois sources ont des réactivités différentes suite aux précipitations, des durées d'impact des eaux de surface et des dynamiques différentes vis-à-vis des flux particulaire et dissous. Ces caractéristiques démontrent bien l'hétérogénéité des hydrosystèmes karstiques. Il serait ainsi étonnant que trois sources, dont le développement karstique s'exprime avec une telle diversité, puissent répondre à des arrivées d'eau tardives de la même manière tant en nombre, qu'en délais. Il apparaît donc que ces regains de corrélation traduisent l'expression d'une structuration des signaux de sortie, structuration propre à chaque cycle hydrologique.

Ainsi, nous pouvons estimer que lors du cycle hydrologique 2007-08, les épisodes de crue se sont présentés en moyenne sous la forme d'un train de crues successives. Ce train est complexe et composé d'un double corps : un premier corps composé d'un premier épisode suivi par un second avec un délai de 1.5 jours en moyenne entre les deux, un deuxième corps composé de deux crues successives espacées de 1.5 jours. Lors du cycle 2008-09,

les crues se sont présentées sous la forme de deux crues successives ayant un délai d'environ 2.5 jours entre elles. Ceci traduit la nature des précipitations régionales, sous la forme d'une succession d'averses et non sous la forme d'averses isolées.

Le Tableau III- 9 synthétise les comportements et les différentes évolutions décrits à partir des corrélogrammes.

		Four aux Veaux		Bruisseriesse		Moulin B	
		2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Synthèse		Hydrosystèmes non inertiels					
	Classement de la durée d'impact des eaux de surface	3ème		1er		2ème	
	Classement de la vitesse de décroissance	T = 1	T = 1	T = 2	T = 2	T = 3	T = 3
		C = 1	C = 2	C = 2	C = 1	C = 3	C = 3
	Caractérisation des modalités de transport	Séparation particulaire/dissous		Transport concentré		Séparation particulaire/dissous	Transport concentré

Tableau III- 9 : Synthèse des différents comportements des trois sources ; T = Turbidité et C = Conductivité

III.5.2 Analyse fréquentielle des signaux de sortie

III.5.2.1 Composition spectrale des signaux de sortie

L'analyse spectrale offre un potentiel considérable pour démontrer les périodicités de séries chronologiques (Jenkins et Watts, 1968 ; Box *et al.*, 1994) mais aussi mettre en évidence la répartition de la variance d'une série en fonction des différents niveaux d'échelle.

Elle repose sur la considération qu'un hydrosystème filtre un signal d'entrée (hyétogramme) et donne une réponse associée (hydrogramme) (système de type boîte noire). Dans le cas du karst, la notion de filtre est à mettre en relation à la fois, avec l'importance des réserves et l'organisation de la structure de drainage. L'interprétation consiste donc à appréhender et caractériser ce comportement à l'aide de divers paramètres issus des analyses spectrales (Marsaud, 1996).

Les analyses spectrales réalisées sur les chroniques de turbidité et de conductivité nous apportent des informations concernant la présence ou non de modifications du comportement hydrologique des trois sources à différents niveaux d'échelles, lors d'un cycle hydrologique et d'un cycle hydrologique à l'autre. Elles permettent également d'apporter un regard critique sur les données mesurées (présence de bruit blanc synonyme de processus

aléatoires) (Figure III- 34). Seules les figures de la source de la Bruisseriesse seront présentées pour ne pas surcharger le manuscrit.

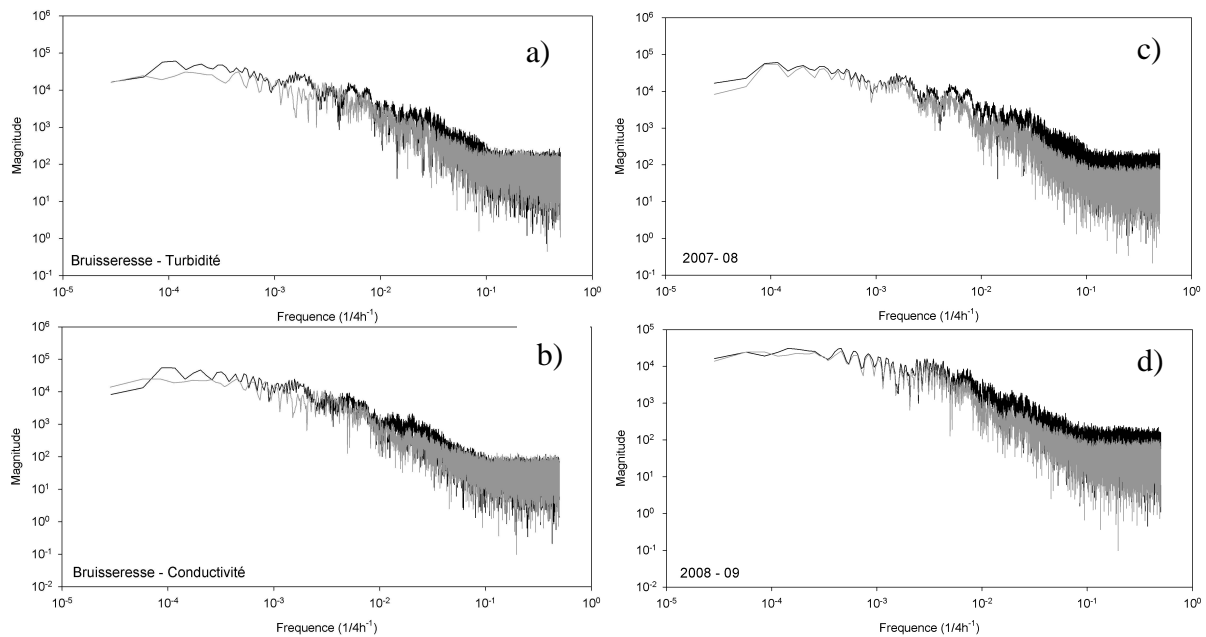


Figure III- 34 : Exemple de spectres réalisés sur les chroniques de turbidité et de conductivité de la source de la Bruisseriesse. (a) et (b) en noir le cycle 2007-08 et en gris le cycle 2008-09 ; (c) et (d) en noir la turbidité et en gris la conductivité

Les spectres de la turbidité et de la conductivité électrique des trois sources présentent tous des profils marqués par deux ruptures de pente, dont les positions peuvent varier d'un cycle à l'autre. Ces ruptures de pente témoignent de modifications du comportement des sources à un certain niveau d'échelle (Figure III- 34a et Figure III- 34b).

Si l'on compare les spectres de la turbidité et de la conductivité, nous constatons que ceux-ci sont également très similaires (Figure III- 34c) et Figure III- 34d). Cette ressemblance met en évidence un comportement comparable des sources pour le transport particulaire et dissous, confirmant les observations des autocorrélogrammes.

Les deux signaux étant très proches d'un point de vue fréquentiel, nous avons axé la caractérisation du fonctionnement des trois sources sur le signal turbide. Pour cela, nous avons appliqué des lois puissances sur chacun des segments de droites dont le coefficient directeur permet une comparaison des spectres entre eux (Figure III- 35).

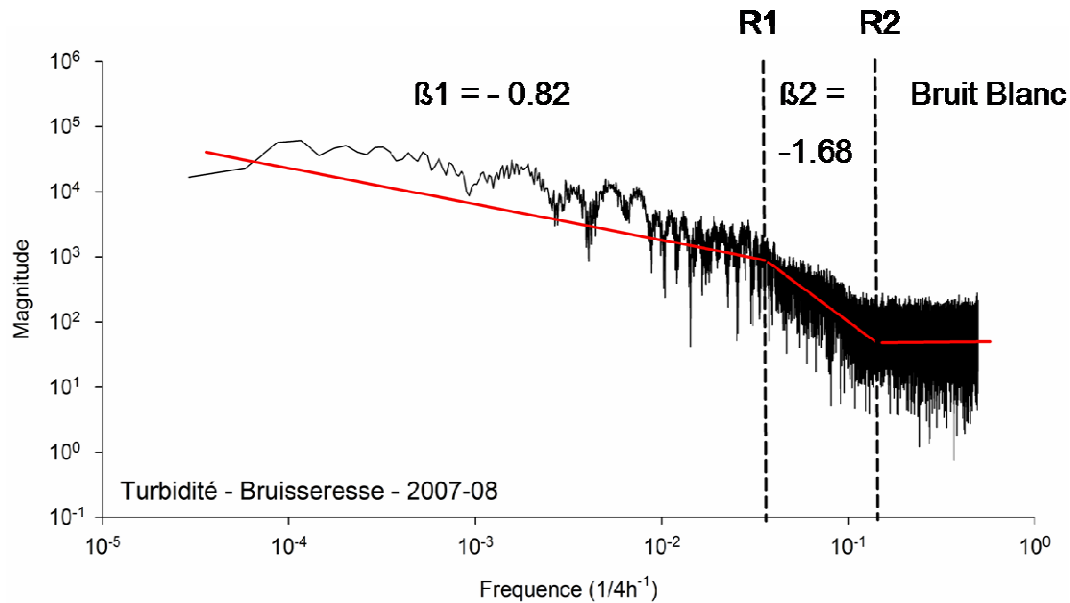


Figure III- 35 : Mise en évidence d'un double comportement de la source de la Bruisseresse au sein du signal turbide lors du cycle hydrologique 2007-08 et de la présence d'un bruit blanc au sein des données ; R1 et R2 sont les fréquences charnières de changement de comportement traduisant des ruptures de pente, β_1 et β_2 sont les coefficients directeurs des lois puissances.

Dans le cas de la Bruisseresse, illustré sur la Figure III- 35, le spectre de la turbidité présente trois segments de droite au cours du cycle hydrologique 2007-08 :

- Le premier segment de droite traduit un fonctionnement similaire pour tous les événements turbides dont la période est supérieure à R1, soit 8 heures,
- Le second segment implique une modification du fonctionnement de la source pour les épisodes turbides de périodes comprises entre 8 h et 2 h,
- Le troisième segment dont la pente est nulle traduit la présence de bruit blanc au sein de la chronique de turbidité. Cela signifie que tout événement dont la période est inférieure ou égale à R2 (2 h) peut être considéré comme aléatoire.

Les différentes valeurs de rupture de pente et de coefficients directeurs pour les trois sources sont synthétisées dans le Tableau III- 10.

	Bruisseresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
R1	8 h	27 h	8 h	17 h	6 h	10 h
R2	2 h	2 h	1 h	1 h	1 h	1 h
β_1	-0.82	-0.53	-0.68	-0.66	-0.68	-0.63
β_2	-1.68	-1.5	-1.43	-1.07	-1.11	-1.03

Tableau III- 10 : Synthèse des différents paramètres issus des spectres réalisés sur la turbidité ; R1 et R2 étant les périodes charnières de changement de comportement du système, β_1 et β_2 étant les coefficients directeurs des lois puissances de chaque segment.

- Cycle 2007-08 :

Durant ce cycle hydrologique, R1 a une valeur comprise entre 6 et 8 h pour les trois sources. Le fait que les trois spectres présentent une rupture similaire implique que les trois sources répondent de manière similaire aux événements de période supérieure ou égale à 8 h, traduisant un fonctionnement global des hydrosystèmes.

La source de la Bruisseriesse se démarque des deux autres sources par sa valeur de β_1 plus élevée. En effet les sources du Moulin B et du Four aux Veaux ont un β_1 compris entre -0.63 et -0.68, alors que la source de la Bruisseriesse a un β_1 égale à -0.83.

- Cycle 2008-09 :

Durant ce cycle hydrologique, R1 augmente pour les trois sources et notamment pour la source de la Bruisseriesse pour laquelle R1 est égal à 27 heures. On remarque également que les valeurs β_1 et β_2 diminuent légèrement sauf pour la source de la Bruisseriesse, où la valeur de β_1 passe de -0.82 à -0.53.

L'augmentation de la valeur de R1 traduit une modification du comportement des trois sources durant ce cycle, cette modification étant d'une ampleur plus importante pour la source de la Bruisseriesse.

Afin de comprendre la signification physique des deux parties du spectre ajustées par les lois puissances de coefficients directeurs β_1 et β_2 , nous avons reconstruit les signaux à partir des fréquences de chacune de ces sections, puis nous avons calculé le pourcentage de variance associé (Figure III- 36, Tableau III- 11).

	Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
Pourcentage de variance	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
β_1	90.80 %	89.88 %	94.48 %	91.77 %	96.72 %	85.88 %
β_2	5.82 %	6.54 %	1.53 %	1.2 %	2.14 %	3.55 %
Total reconstruit	96.62 %	96.42 %	96.01 %	92.97 %	98.86 %	89.43 %
Bruit	3.38 %	3.58 %	3.99 %	7.03 %	1.14 %	10.57 %

Tableau III- 11 : Pourcentages respectifs de la variance totale des différentes composantes identifiées dans la turbidité des sources de Radicatel

La composante β_1 (en rouge) explique entre 85 et 97 % de la variance totale du signal turbide. C'est donc cette composante qui caractérise majoritairement le comportement des trois sources et qui exprime les variations principales de la turbidité. La composante β_2 (en bleu) n'explique qu'entre 1.2 et 6.5 % de la variance, et correspond aux très petites fluctuations de turbidité. Cette composante β_2 représente un fonctionnement plus erratique, marqueur des processus complexes de transport inhérents à l'organisation et à la structure du réseau karstique.

On peut noter que la reconstruction de ces deux composantes n'exprime pas 100 % de la variance du signal initial. La différence de variance obtenue s'explique par l'existence du bruit blanc dans les données.

L'analyse spectrale des chroniques de turbidité et de conductivité confirme que les deux signaux sont très proches. La rupture de pente R1 traduit une modification de comportement scalaire pour les trois sources et les deux signaux, permettant d'identifier le comportement global de la restitution ($\beta 1$) et un comportement plus erratique, marqueur des processus inhérents à la complexité du fonctionnement karstique $\beta 2$.

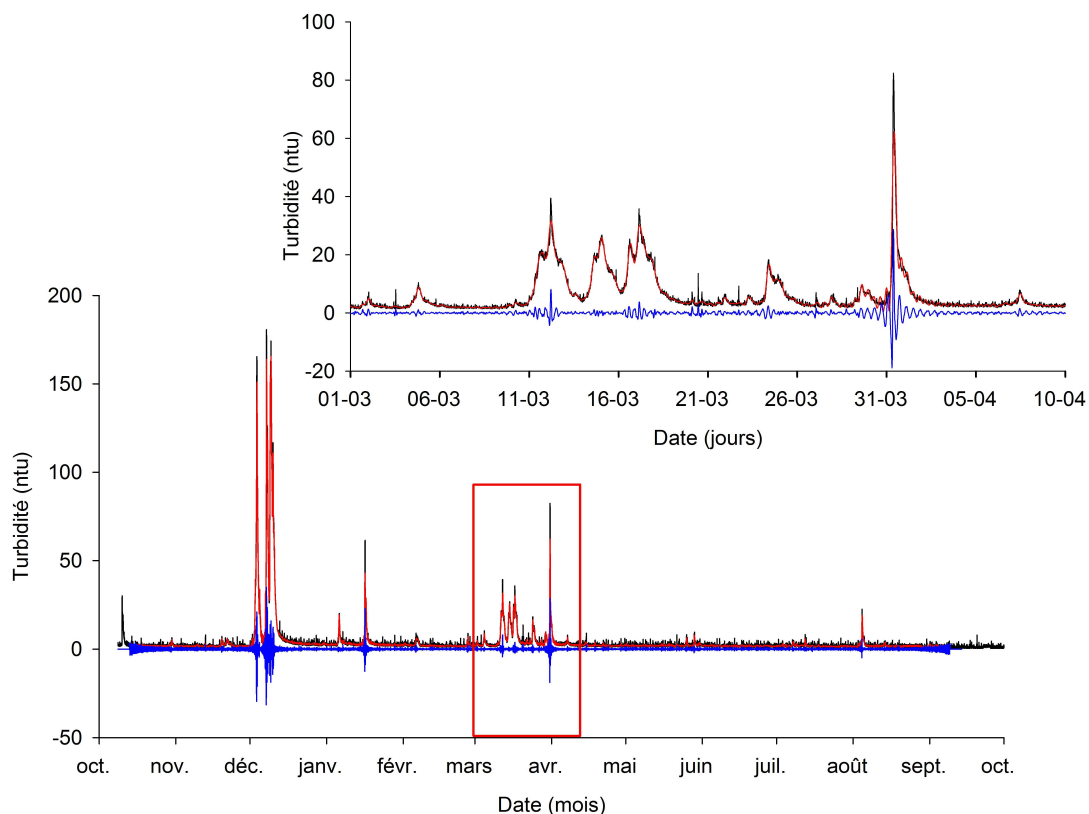


Figure III- 36 : Reconstruction des deux composantes isolées au sein du signal turbide de la source de la Bruisseriesse pour le cycle 2007-08, en noir : la turbidité brute, en rouge : la composante $\beta 1$, en bleu : la composante $\beta 2$

III.5.2.2 Caractérisation du comportement filtrant du système karstique

Pour compléter l'analyse des FFT, Mangin (1984) a défini le temps de régulation comme étant le temps mis par le système pour faire passer toute l'information (toute la variance) d'une impulsion d'entrée, c'est-à-dire, la longueur de la réponse impulsionnelle du système (Marsaud, 1996). On peut rapprocher ce temps de régulation à la notion de bande passante (BP) en traitement du signal : si la bande passante du système est faible, cela signifie que le système va filtrer considérablement un signal d'entrée. Si la bande passante est importante, le système filtrera moins le signal d'entrée et restituera donc mieux le contenu fréquentiel.

Ce paramètre fournit des informations sur la durée de l'influence d'un signal d'entrée unitaire (Dirac). Il caractérise la structure globale du réseau karstique. Ainsi, plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel (Marsaud, 1996). La réponse va donc dépendre de l'organisation du stockage des eaux dans le système. La bande passante (BP) est obtenue en divisant la valeur maximale du spectre par l'intégrale de cette fonction entre zéro et l'infini. Le temps de régulation est l'inverse de la bande passante et est exprimé en unité de temps. Les valeurs des bandes passantes et des temps de régulations sont synthétisées dans le Tableau III- 12.

	Bruisseresse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
BP turbidité	0.0026	0.0045	0.0021	0.0037	0.0045	0.0055
Temps de régulation turbidité (j)	3.97	2.33	5.00	2.78	2.34	1.89
BP conductivité	0.0017	0.0041	0.0010	0.0022	0.0025	0.0017
Temps de régulation conductivité (j)	6.06	2.55	9.92	4.70	4.18	6.00

Tableau III- 12 : Bandes passantes et temps de régulation des sources de Radicatel pour les cycles hydrologiques 2007-08 et 2008-09

Les temps de régulation sont très courts et toujours inférieurs à 10 jours. Cela implique que les systèmes alimentant les trois sources filtrent très peu le signal pluie et que les eaux de surface restent concentrées tout au long de leur parcours. Malgré tout, nous pouvons hiérarchiser les sources à partir des valeurs obtenues :

- La source du Moulin B présente les temps de régulation les plus importants (exception faite pour la conductivité durant le cycle 2008-09). Cette source est donc celle qui filtre le plus le signal d'entrée. L'hydrosystème alimentant la source du Moulin B joue un rôle de filtre plus important en comparaison avec les deux autres sources. Ceci peut traduire un caractère plus inertiel mettant en évidence l'existence de volumes d'eau stockés plus importants et/ou une dimension plus grande de l'hydrosystème.
- La source du Four aux Veaux présente les temps de régulation les plus faibles. Elle filtre donc très peu le signal d'entrée. Dans la même logique que précédemment, cette source draine un hydrosystème certainement plus petit ayant des volumes d'eau moins importants.
- Les bandes passantes et les temps de régulation positionnent la source la Bruisseresse de manière intermédiaire par rapport aux deux autres sources.

Les temps de régulation et les BP ont diminué entre les cycles 2007-08 et 2008-09. Cette diminution traduit un effet de filtre des hydrosystèmes moins marqué pour toutes les sources (excepté pour la conductivité de la source du Four aux Veaux lors du cycle 2008-09) impliquant une diminution de l'impact et de l'effet tampon joué par la nappe de la craie.

Comme nous l'avons vu précédemment dans les chapitres II.3.4 et III.5.1.2, la conductivité de la source du Four aux Veaux durant le cycle 2008-09 est un cas particulier. L'augmentation de la bande passante et du temps de régulation démontrent que le rôle de filtre du système est accru, mettant en avant un effet tampon plus prononcé. Il s'agit en fait de l'effet de traîne de la conductivité électrique plus visible lors des bas niveaux piézométriques, qui étirent les variations de conductivité électrique dans le temps.

III.5.3 Mise en évidence des dynamiques de transport

Les variations de la conductivité électrique traduisant les variations de la minéralisation globale des eaux, les baisses de celle-ci au niveau des sources impliquent l'arrivée des eaux de surface. Nous avons donc utilisé des corrélations croisées ayant comme signal d'entrée la conductivité électrique (marqueur des eaux de surface), et comme signal de sortie les variations de turbidité (Figure III- 37).

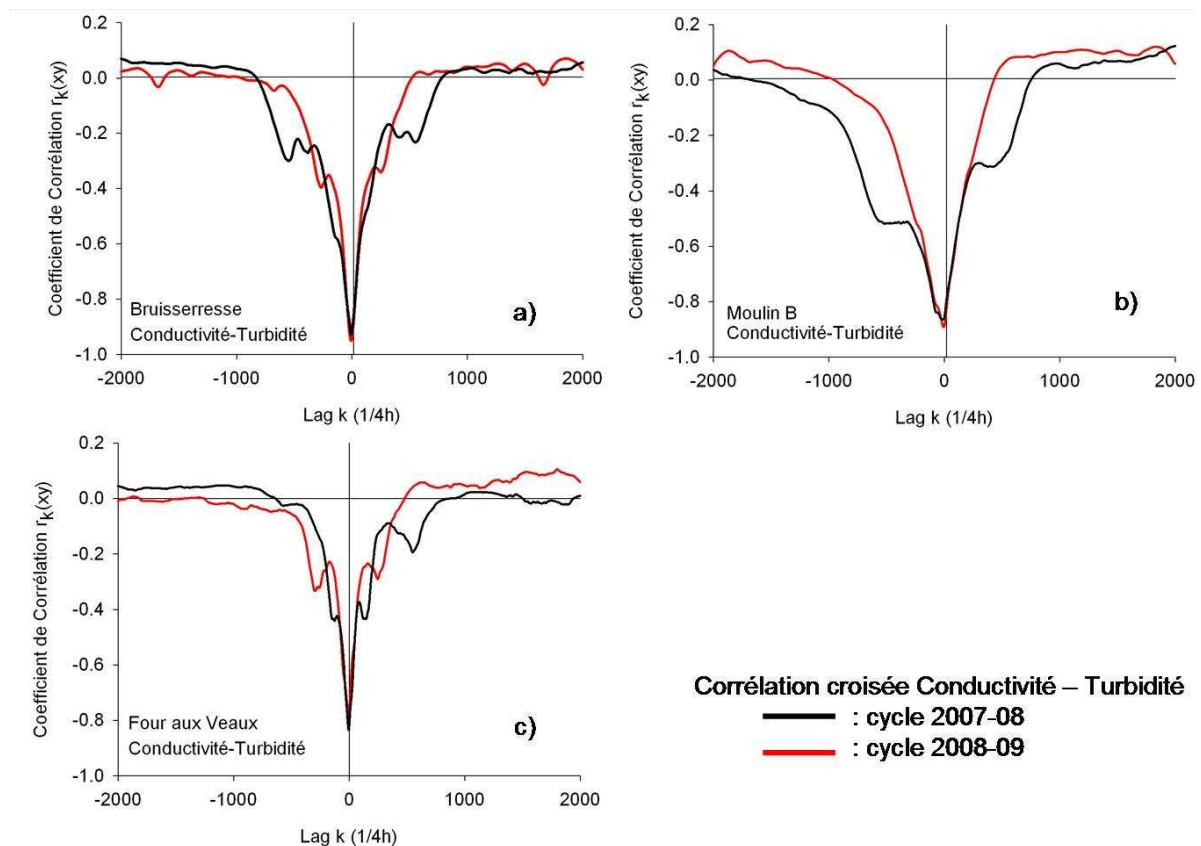


Figure III- 37 : Corrélations croisées Conductivité-Turbidité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseresse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux

Au cours des deux cycles hydrologiques, les deux signaux sont anticorrélés, témoignant de variations inverses entre la conductivité et la turbidité. Nous avons donc bien des diminutions de conductivité électrique lorsque la turbidité augmente. L'anticorrélation est très forte pour les trois sources avec des valeurs comprises pour la source de la Bruisseriesse entre -0.93 et -0.95, pour la source du Moulin B entre -0.86 et -0.88 et pour la source du Four aux Veaux entre -0.83 et -0.79 (Tableau III- 13).

	Bruisseriesse		Moulin B		Four aux Veaux	
	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09	2007-08	2008-09
Coefficient de corrélation	-0.93	-0.95	-0.86	-0.88	-0.83	-0.79
Lag (h)	-4	-1.75	-3	-1.5	-0.45	-1

Tableau III- 13 : Mise en évidence des phénomènes de remise en suspension dans le réseau karstique de Radicatel

Les valeurs du coefficient de corrélation augmentent très légèrement pour les sources de la Bruisseriesse et du Moulin B, confirmant la ressemblance accrue des deux signaux lors de ce cycle 2008-09, et donc, des dynamiques comparables pour le flux particulaire et le flux dissous. Pour la source du Four aux Veaux, les valeurs de corrélation sont les plus faibles et la corrélation diminue entre les deux cycles. Les deux signaux sont plus différents pour cette source et ces différences se sont accrues lors du cycle 2008-09.

Nous pouvons noter que les profils des corrélations sont plus étroits lors du cycle 2008-09. Ceci met en avant un retour aux valeurs de base plus rapide, et donc une influence dans le temps des variations de turbidité et de conductivité électrique moins importante.

Le décalage dans le temps entre les deux signaux est négatif et compris entre 30 minutes et 4 heures pour les trois sources. Les valeurs négatives du décalage temporel traduisent le fait que le signal « turbide » varie avant le signal « conductivité électrique ». Nous mettons ainsi en évidence des phénomènes de remise en suspension de sédiments intrakarstiques stockés au sein du réseau de conduits. Le mécanisme responsable de cette remise en suspension est un processus nommé « pulse de pression », résultant de l'entrée massive et brutale d'eaux de surface modifiant les pressions internes au sein du système karstique. Ces phénomènes de remises en suspension ont également été mis en évidence par Lacroix *et al.*, (1998), Massei (2001), Valdès, (2005), Fournier, (2006) dans d'autres systèmes karstiques en contexte crayeux de Haute-Normandie.

III.6 Synthèse du fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel

Dans le cadre de ce travail de recherche, l'étude du fonctionnement hydrologique du champ captant de Radicatel a montré que celui-ci a un comportement global/général en réponse au cadre morpho-structural et hydrogéologique régional, et que l'hétérogénéité locale liée à la présence d'un graben compartimenté permet de différencier les trois sources. Le tableau ci-dessous reprend les principaux résultats hydrologiques et synthétise les interprétations (Tableau III- 14).

PARTIE III - Etude du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de Radicatel

			Four aux Veaux		Bruisseriesse		Moulin B	
Distribution de fréquences de la conductivité électrique			Eau mat	Eau surf	Eau mat	Eau surf	Eau mat	Eau surf
		07-08	98.2 %	1.8 %	93.8 %	6.2 %	94.4 %	5.6 %
		08-09	89 %	11 %	95.9 %	4.1 %	95.6 %	4.4 %
			Les sources sont alimentées entre 89 et 98% du temps par des eaux matricielles					
Corrélations croisées Pluie - Turbidité		Temps de réponse	16-17 h		23-25 h		32 – 34 h	
		Réactivité karstique liée à un effet de taille des systèmes	Système avec la plus forte réactivité Petit système		Système avec une réactivité intermédiaire Système de taille intermédiaire, proche du Moulin B		Système avec la plus faible réactivité Grand système	
		Coefficients de corrélation	0.13	0.19	0.14	0.19	0.14	0.16
		Variabilité karstique	Plus exprimée en bas niveau piézométrique = volume drainé le plus petit		Plus exprimée en bas niveau piézométrique = volume drainé plus petit que celui du Moulin B		Stable en bas niveau piézométrique = volume drainé plus grand	
Autocorrélation			07-08	08-09	07-08	08-09	07-08	08-09
	Durée d'impact (j)	Turbidité	5.61	7.32	9.16	7.69	11.10	7.32
		Conductivité	17.45	17.57	9.88	9.39	15.5	9.76
	Vitesse de décroissance de la turbidité (r _(k) /1/4h)	Turbidité	-0.0068	-0.0055	-0.0029	-0.0045	-0.0022	-0.0043
		Conductivité	-0.0035	-0.0030	-0.0026	-0.0041	-0.0012	-0.0027
			Diminution des vitesses de décroissance et augmentation des durées d'impact des épisodes de crue		Augmentation des vitesses de décroissance et diminution des durées d'impact des épisodes de crue			
Comparaison des profils		Découplage de la turbidité et de la conductivité		Couplage de la turbidité et de la conductivité		Découplage turbidité conductivité	Couplage turbidité conductivité	
Bandes Passantes	Turbidité	07-08	0.0045		0.0026		0.0021	
		08-09	0.0055		0.0045		0.0037	
	Conductivité	07-08	0.0025		0.0017		0.0010	
		08-09	0.0017		0.0041		0.0022	
	Systèmes karstiques filtrent peu les signaux de sorties							
	Hiérarchie (globale) du pouvoir filtrant		Filtre le moins les signaux de sortie		Filtre les signaux de sortie (position intermédiaire)		Filtre le plus les signaux de sortie	
	En piézométrie basse		Système filtre moins la turbidité, mais plus la conductivité		Ces deux systèmes filtrent moins les signaux de sortie			
Corrélations croisées Conductivité – Turbidité : Coefficient de corrélation / lag (1/4h)		07-08	-0.83 / -0.45		-0.93 / -4		-0.86 / -3	
		08-09	-0.79 / -1		-0.95 / -1.75		-0.88 / -1.5	
		Phénomènes de remise en suspension						

Tableau III- 14 : Synthèse des principaux résultats et des interprétations du fonctionnement hydrologique des sources étudiées constituant le champ captant de Radicatel ; le cycle 2007-08 est marqué par des niveaux piézométriques hauts, le cycle 2008-09 est marqué quant à lui par des niveaux piézométriques bas

III.6.1 Fonctionnement global/général caractéristique du cadre hydrogéologique régional

Pour bien comprendre les différentes relations existantes entre le contexte morpho-structural et hydrogéologique imprimant un fonctionnement global au champ captant de Radicatel, il est nécessaire de replacer ce dernier dans son contexte géologique en retraçant l'histoire de l'encaissement du réseau hydrographique au cours du Quaternaire le long de la Seine à Radicatel.

III.6.1.1 Histoire géologique Quaternaire de la Basse vallée de Seine

L'initiation de l'encaissement du réseau hydrographique au cours du Quaternaire commence au Plio-Pléistocène avec un encaissement léger de -15 mètres vers -1.75 Ma (Eburonien), puis il se marque plus nettement vers -0.9 Ma (Bavelien) avec un encaissement de 30 mètres, date de la mise en place du premier bief à silex sur les versants des vallées (Laignel et al., 1998b ; 2003).

Vers -0.8 Ma (début du Cromérien), une phase d'incision plus marquée engendre un encaissement de l'ordre de 50 mètres. La nappe de Radicatel (en amont de la source du Moulin B) date de cette période. Le complexe cromérien constitue une phase d'encaissement particulièrement marquée comme en atteste la nappe de Quillebœuf qui se trouve à + 18 m NGF.

Les périodes saalien et éémienne sont marquées par des alternances de phases glaciaires interglaciaires durant lesquelles un paléo-estuaire s'est mis en place à Tancarville à une altitude comprise en +4 m et +15 m NGF (phase interglaciaire). Au cours des phases glaciaires (Saalien - stade isotopique 6), le niveau de base s'est abaissé dans des proportions très importantes avec un surcreusement du substratum. La Seine s'écoule alors à -10 m NGF à Radicatel.

Lors de la dernière période glaciaire datant de -0.1 Ma à -0.015 Ma (Weichsélien), la Seine a connu un nouveau surcreusement. La nappe de Rouen datant de cette période se situe à -23 m NGF à Radicatel.

Le remblaiement lié à la remontée eustatique Holocène et les mouvements tectoniques qui affectent le plateau de Caux (surrection de +50 m sur 1 Ma) combinés aux variations eustatiques durant le Quaternaire amènent les fonds de vallée à une altitude de +6-7 m NGF au débouché dans la vallée de la Seine.

III.6.1.2 Evolution du système de Radicatel

Au début du Quaternaire, le réseau de drainage se développe vers le cours actuel de la Seine. Le développement de la vallée du Commerce s'initie très en amont avec notamment l'apparition des sources de type jurassiennes (exemple de la source de Mirville) du fait de la remontée des couches géologiques sur la lèvre est de la faille Fécamp-Lillebonne (Figure II- 35). La présence des formations tertiaires piégées dans le fossé d'effondrement tectonique favorise lors des premières phases d'encaissement successives le développement du cours du Commerce au détriment des bassins versants situés à côté. Avec l'abaissement brutal du niveau de base lors du complexe cromérien, puis saalien et weichsélien, se développent des drains adjacents. C'est à cette période que se développe l'écoulement souterrain. La source du Moulin va alors drainer une majeure partie de l'énorme réservoir constitué par la gouttière du toit de l'Albien (Figure III- 38a). C'est également durant cette période que se produit la capture du Haut bassin du Commerce tandis qu'une partie importante des écoulements du bassin Nord du Commerce disparaît dans le réseau karstique dans la vallée du Commerce au pied du Horst par une perte à Mirville (Figure III- 38b). Dès lors, la rivière du Commerce est perchée entre Bolbec et Gruchet le Valasse sur les argiles de Gault (Figure II- 35).

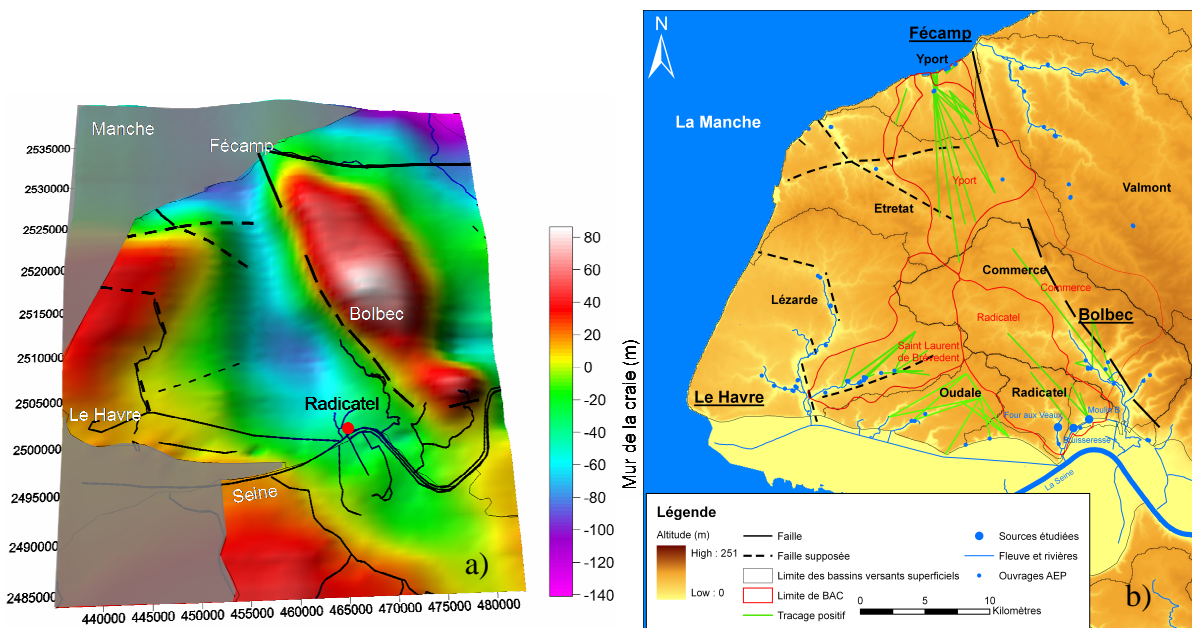


Figure III- 38 : Morphologie du toit de l'Albien (a), délimitation des BAC des principaux sites de production d'eau de la CODAH (b). le BAC de Radicatel englobe les trois sources étudiées

La Seine, niveau de base régional et local domine l'ensemble des systèmes et draine l'ensemble de ces écoulements selon une direction de drainage Nord-Sud. Les relations transversales selon une direction Ouest-Est sont plus difficiles à établir. Elles existent probablement à la faveur du développement de drains le long des accidents perpendiculaires (Failles Fa à Fe) à la faille Fécamp-Lillebonne (Figure III- 39). Ces relations semblent

limitées (relations entre les forages de la vallée du Commerce), y compris entre les trois sources qui constituent le champ captant de Radicatel.

L'étude de la réactivité des trois sources suite aux précipitations, la durée d'impact des eaux de surface, la capacité des hydrosystèmes à filtrer les signaux de sortie, ou bien encore la répartition des fréquences d'occurrence des eaux à l'échelle des deux cycles hydrologiques, permettent de qualifier les trois sources étudiées de : sources karstiques dominées par une alimentation matricielle, très réactives, non inertielles, drainées par des systèmes karstiques efficaces favorisant les écoulements concentrés et sujettes aux phénomènes de remise en suspension.

La comparaison avec la gamme de valeurs régionales obtenues sur différents systèmes karstiques en contexte crayeux de Haute-Normandie confirme cet état de fait (Tableau III-15). Les effets mémoires de tous ces systèmes sont compris entre 2 et 8 jours (exception faite de la conductivité électrique du site de Norville) et les réponses impulsionnelles sont comprises entre 1 et 3 jours. La similitude de réactivité et de durée d'impact témoigne bien d'un comportement karstique régional global des systèmes de la basse vallée de Seine, résultant des processus de karstification quaternaires.

Site	Norville ⁽¹⁾	Fontaine sous préaux ⁽²⁾	Varras ⁽³⁾	Four aux Veaux	Bruisseriesse	Moulin B
Superficie (Km ²)	8.6	45	50	15	69	
Autocorrélogrammes : Lag pour un coefficient de corrélation de 0.2						
Turbidité (j)	4	2.75	4 - 6	2.1 3.5	2.8 3.6	6.7 3.9
Conductivité (j)	22 - 29	7.5		3.5 4.8	6.7 4.1	8.5 4.8
Corrélations croisées : Lag du maximum de corrélation						
P/T	1-3	2	1 et 3	0.7	1	1.5
P/C				0.7	1.2	1.5

Tableau III- 15 : Synthèse bibliographique des différents sites karstiques étudiés en Haute Normandie ;
(1) Fournier, (2006) ; Massei et al., (2006b), (2) Mouhri, (2010), (3) Desetres, (2005); Fournier, (2008)

Dans ce cadre hydrogéologique régional, la baisse du niveau piézométrique lors du cycle hydrologique 2008-09 s'est traduite par une diminution des stocks d'eau, limitant de ce fait l'effet tampon de la zone saturée sur la circulation, et sur la diffusion de l'impulsion des eaux de surface au sein des systèmes karstiques. Il en résulte une meilleure expression de la variabilité karstique sur le fonctionnement hydrologique du champ captant. L'analyse hydrologique comparée indique malgré toutes ces différences de fonctionnement ou de comportement qui peuvent être reliés au contexte morpho-structural local. En effet, les trois sources ont des positions et des situations différentes par rapport au graben compartimenté

entre la faille Fécamp-Lillebonne et la faille du Moulin (notée Ff sur la figure ci-dessous) (Figure III- 39).

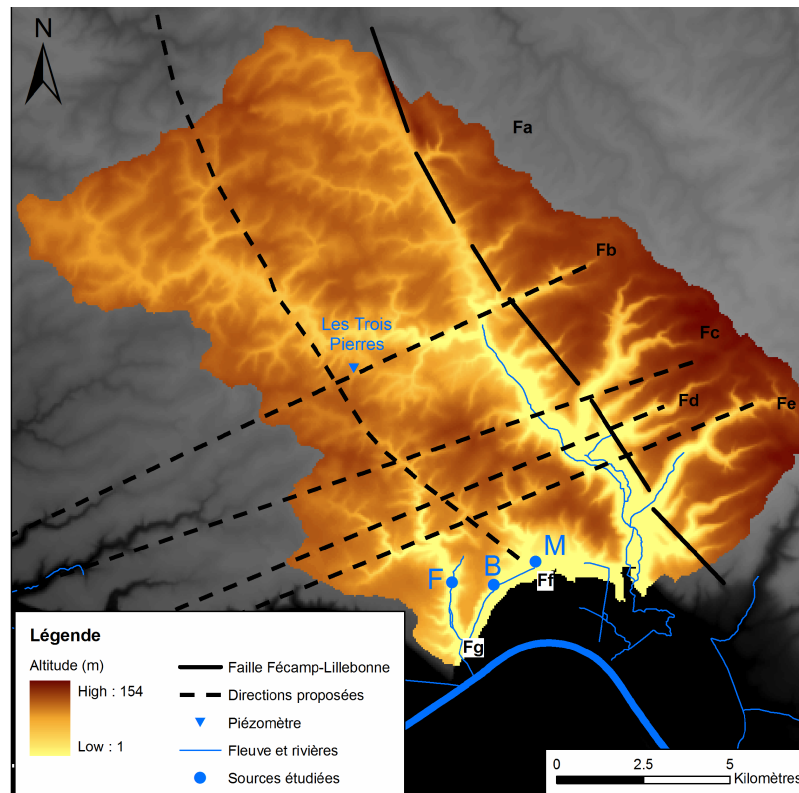


Figure III- 39 : Compartimentation tectonique en amont des sources de Radicatel ; F = Four aux Veaux, B = Bruisseresse, M = Moulin B

III.6.2 Fonctionnement hydrologique propre des trois sources

III.6.2.1 La source du Four aux Veaux

Evolution classique d'un petit bassin versant, la source du Four aux Veaux se situe dans un talweg et draine un petit bassin versant d'une surface d'environ 15 Km². A l'issue des différentes phases d'incision évoquées précédemment, l'incision du bassin versant du Four aux Veaux se traduit par un recoupement du niveau piézométrique à +15 m NGF permettant aujourd'hui le fonctionnement d'une source de type Jurassienne. La présence de sources éphémères à proximité immédiate de la source du Four aux Veaux démontre que cette zone est sensible aux variations piézométriques. L'analyse structurale positionne cette source à l'extérieur du graben compartimenté au sein d'un petit compartiment tectonique. Les traçages effectués confirment que l'extension géographique de la zone d'alimentation de cette source et de l'aquifère drainé est limitée au Nord-Ouest par le système de Saint Laurent de Brévedent et à l'Ouest par l'ensemble Oudalle-Sandouville (Figure III- 38b). La limite Est est à l'heure actuelle plus floue. La zone d'alimentation de cette source est donc

petite et le volume drainé également. Dans ce cadre morpho-structural et hydrogéologique, les temps de réponses faibles face aux eaux de surface (17 heures) confirment que ce système est peu étendu. Les vitesses de décroissance des autocorrélogrammes et les bandes passantes démontrent que cette source draine un volume faible engendrant un effet tampon très faible couplé à un système karstique efficace, renforçant la réactivité et la circulation concentrée des eaux de surface. Néanmoins, les durées d'impact des variations de conductivité électrique sont les plus importantes, témoignant d'une persistance de l'influence des eaux de surface dans le temps. Cette persistance traduit un effet de traîne des variations de conductivité électrique plus important que pour les deux autres sources.

Les décalages observés entre les profils des autocorrélogrammes de la turbidité et de la conductivité électrique traduisent des mécanismes de transport de la phase particulaire et dissoute différents. Ceci peut provenir des processus de piégeage sédimentaire intrakarstique. De plus, les corrélations croisées Conductivité – Turbidité ont mis en évidence que les variations de turbidité se produisent avant les variations de conductivité électrique, traduisant des phénomènes de remise en suspension intrakarstiques issus des variations de pression engendrées par l'entrée massive des eaux de surface.

III.6.2.2 La source du Moulin B

La source du Moulin B est une source en pied de plateau crayeux, alimentée par un drainage noyé (drains du Saalien et du Weichsélien), barrée par le remplissage flandrien de la plaine alluviale, permettant de la définir comme vaclusienne. Son évolution est fortement conditionnée par la structure ici bien marquée du fossé d'effondrement entre la faille du Moulin (Ff) et la faille Fécamp-Lillebonne (Figure III- 39b). Les récents traçages (IDDEA, 2010) mettent en évidence que la source du Moulin B capture le Haut bassin de la rivière du Commerce, grâce à la faille du Moulin de façon similaire à ce qui s'est produit de façon totalement symétrique, sur le bassin d'alimentation du captage d'Yport sur le versant côté Manche de la pointe de Caux (Figure III- 39b). On peut d'ailleurs voir ce conduit tel qu'il a été inspecté par un sous-marin téléguidé lors de l'inspection du forage d'Yport par la CODAH en 2007 (Photo III- 2). Ce conduit totalement noyé fait 4 mètres sur 5 et est inféodé au cadre tectonique et se positionne dans l'axe de la faille du Moulin.

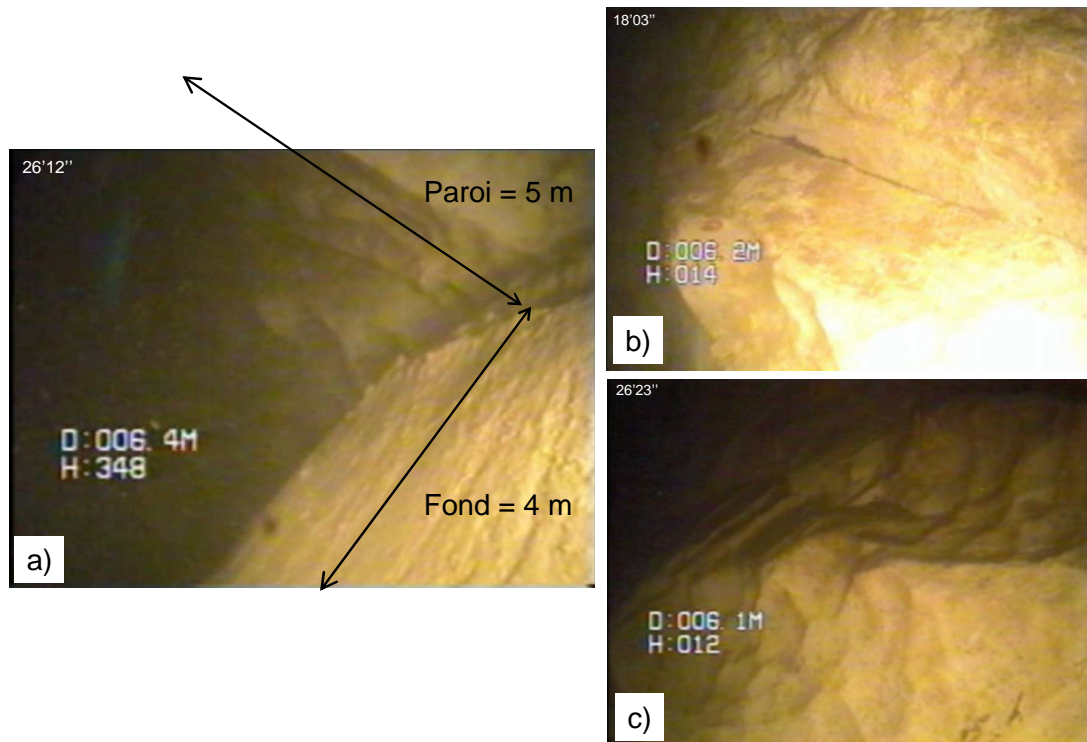


Photo III- 2 : Conduit karstique d'Yport totalement noyé (a), inféodé à la fracturation (b) sur lequel un dépôt sédimentaire sableux est visible (c)

Le traçage ayant mis en évidence la capture du Haut Commerce a été réalisé à partir d'une bétoire située sur le trajet faille du Moulin (Figure III- 40). Les résultats de ce traçage montrent une percée hydrokarstique de 9.2 Km avec une vitesse de circulation du traceur de 334 m.h⁻¹ et un taux de restitution de 62 % (Figure III- 41). La courbe de distribution des temps de séjour du traceur a un profil typiquement unimodal, caractéristique d'une circulation concentrée dans un drain karstique très efficace.

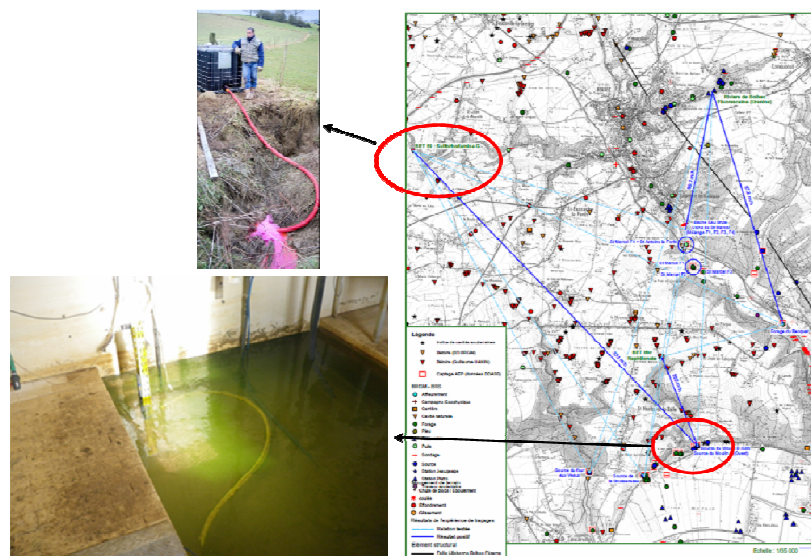


Figure III- 40 : Expérience de traçage à la sulforhodamine G à partir d'une bétoire située sur la faille du Moulin, et visualisation du panache de restitution du traceur

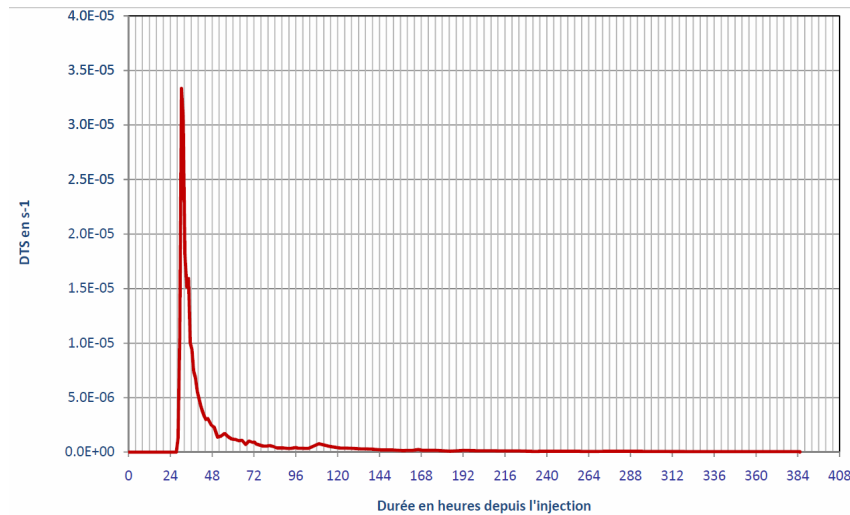


Figure III- 41 : Distribution des temps de séjour du traçage réalisé à partir de la béttoire située sur la faille du Moulin avec un taux de restitution de 62 % et une vitesse de 334 m.h⁻¹

La source du Moulin B capture donc le Haut bassin du Commerce de façon similaire à la source alimentant l'usine d'eau potable d'Yport, capturant le bassin d'Etretat. Cette source vauclusienne draine alors une large zone d'alimentation au cœur de la gouttière de l'Albien où la puissance de l'aquifère est la plus importante, provoquée par le fossé d'effondrement et son drainage particulièrement efficace du fait du développement d'un conduit karstique le long de la faille du Moulin, offrant ainsi les débits les plus importants du champ captant de Radicatel.

Les résultats de l'analyse du fonctionnement hydrologique de la source du Moulin B vont dans ce sens. En effet, la source du Moulin B présente les temps de réponse aux eaux de surface les plus importants des trois sources (32-34 h) témoignant d'un hydrosystème étendu. La durée d'impact des eaux, ainsi que les vitesses de décroissance des corrélogrammes et les bandes passantes indiquent que cette source est celle possédant un effet tampon et un pouvoir filtrant le plus important, attestant d'un volume d'eau drainé important. Toutefois, en bas niveau piézométrique, la variabilité karstique s'exprime davantage, témoignant d'une sensibilité du système face à ces variations. Cette sensibilité se traduit pas une modification des processus de transport de la phase particulaire et dissoute. En effet, lors du cycle 2007-08, bien que proche, les autocorrélogrammes ont présenté des profils semblables à ceux de la source du Four aux Veaux, pouvant mettre en évidence des phénomènes de piégeage sédimentaire intrakarstiques. Lors des bas niveaux piézométriques (cycle 2008-09), les profils des autocorrélogrammes sont devenus plus similaires mettant en évidence une circulation plus concentrée des eaux de surface.

III.6.2.3 La source de la Bruisseriesse

Comme la source du Moulin B, la source de la Bruisseriesse est une source de type vaclusien. Son évolution est classique d'un bassin versant un peu plus vaste et un peu plus influencé par la structure morpho-tectonique que celui de la source du Four aux Veaux. En effet, la présence d'une fracturation avec une succession de petites failles avec des microrejets dues certainement à l'accélération du pendage vers l'Est, correspondant au premier mouvement marqué, lié à la structure en gouttière provoquée par le fossé d'effondrement au pied de la faille Fécamp-Lillebonne (Photo III- 1). Toutefois, les mouvements n'ont pas été suffisamment marqués à cet endroit pour avoir permis l'apparition d'une structure majeure à l'échelle régionale et locale (Figure III- 42).



Photo III- 3 : Exemples de micro failles présentes dans la galerie de la Bruisseriesse. Le rejet estimé de chaque micro faille est de 5 cm

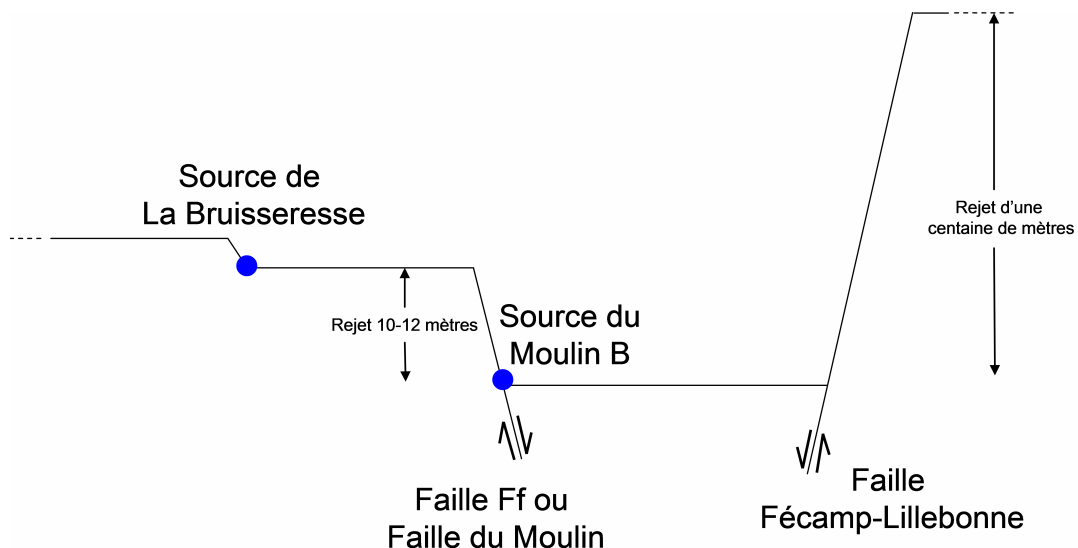


Figure III- 42 : Coupe schématique de la position des sources de la Bruisseriesse et du Moulin B par rapport au fossé d'effondrement

Lors de son encaissement, le développement du réseau karstique a profité de la structure microfaillée renforcée par la fissuration de décompression liée à la présence de la falaise en bordure de Seine.

Les résultats actuels des traçages ne permettent pas de définir les limites de la zone d'alimentation de la source de la Bruisseriesse. En effet, au moment de la rédaction de ce manuscrit, le BAC d'alimentation de Radicatel ne distingue pas les zones d'alimentation de chaque source (Figure III- 38). Néanmoins, au vu des résultats de l'analyse du fonctionnement hydrologique, la source de la Bruisseriesse se positionne comme étant un exemple intermédiaire aux fonctionnements des deux autres sources, tout en étant un peu plus proche de celui de la source du Moulin B. La source de la Bruisseriesse a des temps de réponse de 23-25 h suites aux précipitations démontrant un système plus vaste que celui du Four aux Veaux. Ce caractère intermédiaire se retrouve également sur les vitesses de décroissance, les bandes passantes et la durée d'impact des eaux de surface la positionnant toujours ou presque entre les deux autres sources. Une des différences notables entre la source de la Bruisseriesse et les deux autres sources, s'observe sur les profils des autocorrélogrammes. En effet, cette source a des corrélogrammes très proches, presque parallèles entre la turbidité et la conductivité électrique. Les deux paramètres sont évacués par le système de manière très similaire, témoignant d'une circulation très concentrée des eaux de surface au sein d'un réseau favorisant un transfert direct avec peu de piégeage sédimentaire.

Partie IV : Questions appliquées en vue d'une exploitation durable du champ captant de Radicatel

Introduction

En Haute-Normandie, la quasi totalité de la ressource en eau potable provient de l'exploitation du drainage karstique de la nappe de la craie. La nature karstique de cette ressource fait qu'elle est très sensible aux pollutions ponctuelles. Les connexions plus ou moins développées entre le karst d'introduction et le karst de restitution sont ainsi responsables de l'arrivée à la source d'eaux turbides, en réponse à des épisodes pluvieux suffisamment efficaces pour provoquer ruissellement, érosion et introduction des eaux de surface au niveau des bétoires, ceci engendrant des arrêts répétés des systèmes de distribution des eaux durant des périodes allant de quelques jours à quelques semaines.

Ce transit rapide est également confirmé par la restitution de matériel biologique fragile (cellules algaires et autres) dont la conservation est impossible au sein des dépôts intrakarstiques. Les bilans réalisés sur des épisodes turbides sur le site pilote de Norville (76) révèlent une dualité des apports entre turbidité endogène (remise en suspension de sédiments intrakarstiques) et turbidité exogène (engouffrement des eaux de ruissellement via les bétoires). Les parts respectives entre érosion des matériaux facilement remobilisables des dépôts intrakarstiques, transit direct en suspension et dépôts dans les conduits karstiques dépendent à la fois, des conditions hydrodynamiques de l'épisode d'introduction et du développement des vides plus ou moins bien connectés du système karstique considéré.

Les sources de Radicatel s'inscrivent tout à fait dans ce contexte hydrogéologique régional d'un aquifère karstique soumis à des problèmes de turbidité pouvant être liés non seulement à un transfert direct des produits d'érosion de surface, mais également à de la remise en suspension intrakarstique.

Afin d'optimiser la gestion de la ressource et des procédures de traitement des eaux, la CODAH souhaite obtenir des précisions relatives à la sollicitation des différentes sources, à l'optimisation des durées de traitement et des conditions de pompage, ou bien encore, sur l'état de contamination bactérienne des sources. Nous allons donc dans cette partie nous attacher à répondre à ces questions.

IV.1 La source du Four aux Veaux peut elle être plus sollicitée notamment, lors d'épisode de crue ?

La source du Four aux Veaux n'est actuellement pas utilisée pour l'alimentation en eau de l'usine de Radicatel, mis à part une fois par mois afin de maintenir les pompes en état de marche. La question d'une sollicitation plus régulière notamment en période de crues turbides majeures se pose. En effet, comme nous l'avons vu dans le chapitre III.2, la source du Four aux Veaux présente des variations de turbidité d'amplitudes moins importantes et des durées d'impact moins longues que les deux autres sources. Une utilisation de celle-ci permettrait une dilution des eaux de la bêche de mélange, diminuant de ce fait la durée de traitement des eaux. Nous allons énumérer les différents avantages et inconvénients de cette source afin de répondre à cette question.

IV.1.1 Facteurs favorables à une exploitation plus régulière

Au cours des deux cycles hydrologiques et tout particulièrement lors du cycle 2008-09, la source du Four aux Veaux a présenté des variations de turbidité et de conductivité électrique de moindres amplitudes que les deux autres sources (Tableau III- 1), démontrant ainsi une sensibilité moindre aux eaux de surface. Les corrélations croisées pluie/turbidité et pluie/conductivité ont quant à elles démontré que cette source présente une réactivité très importante à la turbidité avec des temps d'apparition de 16 h après les précipitations, et des temps de parcours des eaux de surface de 17 h (temps comprenant : le ruissellement, la concentration, l'engouffrement et le parcours intrakarstique). La source du Four aux Veaux a également une capacité à peu filtrer les signaux de sortie indiquant ainsi que les variations de turbidité et de conductivité électrique sont brusques, permettant aux paramètres physico-chimiques de retrouver leurs valeurs initiales rapidement. Les distributions de conductivité électrique ont également montré le caractère karstique de cette source, par le faible impact temporel des populations d'eau de surface. Ce faible impact temporel est également démontré par les autocorrélations des deux signaux, dont les vitesses de décroissances sont les plus rapides des trois sources étudiées. Les légères différences entre les corrélogrammes de la turbidité et de la conductivité électrique démontrent que le système karstique opère une légère séparation entre la phase particulaire et la phase dissous. Cette source est donc alimentée par réseau de drainage favorisant une circulation concentrée mais avec des processus de piégeage sédimentaire.

La source du Four aux Veaux est donc une source très karstique avec des connexions très actives entre la surface et la source, et avec une forte capacité à diffuser les épisodes de

crue. Cette source présente donc de nets avantages vis-à-vis des pollutions ponctuelles, en les éliminant rapidement et de manière concentrée.

Bien que les limites du bassin d'alimentation de la source ne soient pour le moment pas bien définies, les récentes expériences de traçages mettent en évidence que la surface du BAC est très certainement réduite à une petite zone comprise entre l'hydrosystème de Saint Laurent de Brévedent au Nord-Ouest, celui de Oudalle-Sandouville à l'Ouest et celui du complexe « Bruisseriesse-Moulin B » à l'Est. La faible superficie peut ainsi permettre de mettre en place une politique d'identification et de traitement des points d'engouffrement, chose difficilement concevable pour les sources du Moulin B et de la Bruisseriesse.

IV.1.2 La source du Four aux Veaux : une ressource fragile

Bon nombre des avantages listés précédemment peuvent être tout de même considérer comme des inconvénients. Ainsi le caractère karstique très fort de cette source, fait de celle-ci une source très vulnérable aux pollutions ponctuelles laissant peu de temps pour la prise de décisions ou le déclenchement d'alertes.

Bien que nous ne l'ayons pas abordé dans ce travail de recherche, la source du Four aux Veaux présente une sensibilité similaire aux deux autres sources, faces aux épisodes orageux. Ainsi, les variations de turbidité et de conductivité électrique présentent des amplitudes comparables pour les trois sources. Bien que ces conditions météorologiques soient peu fréquentes durant le cycle hydrologique, la similitude des réponses des trois sources ne permet pas d'envisager la source du Four aux Veaux comme une solution de replis en cas d'orage.

La source du Four aux Veaux est une source de type Jurassien dont le drain principal se situe à la partie supérieure de la zone noyée (aquifère à drainage épiphréatique). L'écoulement peut être alors localement libre, sans continuité hydraulique de l'aval vers l'amont dans la zone noyée. Un pompage dans le drain ne permettra pas de rabattement sous son niveau. Le débit d'exploitation est alors limité par le débit naturel. Dans le cas de la source du Four aux Veaux, un pompage dans un système annexe au drainage (SAD) peut autoriser un rabattement suffisant pour détourner l'écoulement du drain, et pour solliciter une petite partie de la réserve ; le SAD est alors utilisé en réserve tampon. De plus, lors de campagnes de terrain, l'environnement immédiat de la source a démontré une très forte sensibilité aux variations piézométriques avec l'apparition ou la disparition de sources éphémères. Au cours du mois de décembre 2007 (mois marqué par la crue la plus importante de ces deux années de mesures ; suite à un cumul de précipitations de 92 mm, le niveau piézométrique a augmenté de 3 m atteignant 32.8 m, la turbidité a atteint 111 NTU), une petite source est apparue en amont de la source du Four aux Veaux, celle-ci s'est tarie

au cours du mois de mai 2008. Au cours de l'été 2009 marqué par des niveaux piézométriques très bas (29 m), une cressonnière abandonnée alimentée en partie par la source du Four aux Veaux et par de multiples autres petites sources, s'est totalement asséchée jusqu'aux premières pluies du mois d'octobre 2009.

IV.1.3 Conclusion pour une utilisation de la source du Four aux Veaux plus régulière

Il apparaît que cette source peut être utilisée comme solution, afin de constituer un apport d'eau moins impactée par les eaux de surface et faire diminuer les valeurs de turbidité de la bêche de mélange de l'usine de Radicatel. Il est préférable que cette utilisation ait lieu en hiver car bien que la source présente des épisodes de crues, ceux-ci ont des amplitudes et des durées d'impact moins importantes que ceux des deux autres sources.

Toutefois, le type Jurassien de la source limite les débits d'exploitation, débits qui ne peuvent être supérieurs aux débits naturels. Un forage dans le système annexe du drainage permettrait de pouvoir solliciter de petites réserves supplémentaires, néanmoins ceci peut avoir des conséquences sur l'environnement immédiat de la source, d'autant plus que l'aval de la source du Four aux Veaux est espace naturel protégé. Ce site, propriété du Ministère de l'environnement depuis 1978 est administré par le Parc Naturel Régional des Boucles de la Seine Normande et constitue un exemple d'une zone humide marécageuse (Ragot et Ragot, 2005).

IV.2 Optimisation des durées de traitement et des périodes de pompage

IV.2.1 Temps de réponse et durée d'impact des eaux de surface

IV.2.1.1 Temps de réponse suite aux précipitations

Dans le chapitre III.3.2, les temps de réponse ont été déterminés grâce aux corrélations croisées Pluie-Turbidité et Pluie-Conductivité. Ces temps de réponse correspondent au décalage entre les deux signaux pour le maximum de corrélation. Les temps moyens obtenus (à l'échelle du cycle hydrologique) sont de 16-17 h pour la source du Four aux Veaux, de 27-29 h pour la source de la Bruisseresse et de 32-35 h pour la source du Moulin B. Comme nous venons de le dire, ces valeurs sont des moyennes. A l'échelle événementielle, ces temps de réponse peuvent varier en fonction de nombreux paramètres tels que l'occupation des sols, la structure des surfaces ruisselantes, l'alimentation de points

d'engouffrement particulier lors d'averse orageuse.... Il est à noter que les valeurs n'ont pas été influencées au cours de la période d'étude par la baisse du niveau piézométrique. On peut également noter que ces valeurs ne sont que des valeurs moyennes à l'échelle du cycle hydrologique. Certains épisodes de crue peuvent donc apparaître avec des délais plus ou moins importants.

IV.2.1.2 Influence des eaux de surface sur les sources de Radicatel

La durée moyenne pendant laquelle les sources sont sous l'influence des eaux de surface a été déterminée grâce aux autocorrélations effectuées sur les chroniques de turbidité et de conductivité électrique des trois sources. La durée d'impact des eaux de surface correspond à la valeur de décalage pour laquelle la valeur de l'ajustement exponentiel appliqué aux corrélogrammes, atteint la valeur 0 (Figure IV- 1).

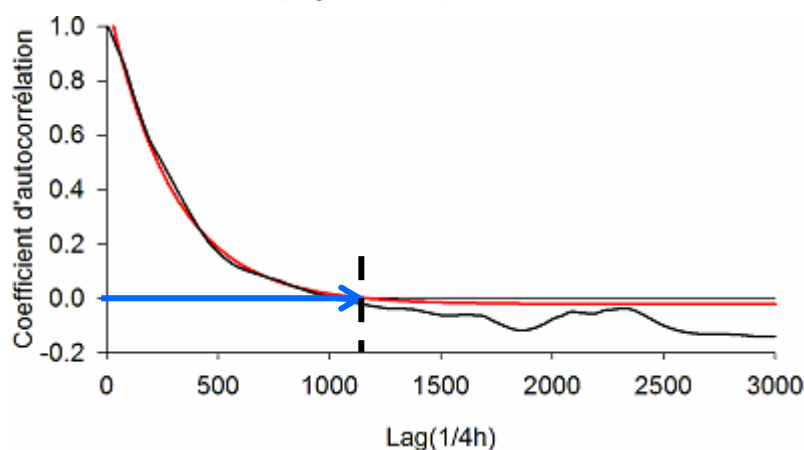


Figure IV- 1 : Lecture graphique de la durée d'impact moyenne des chutes de conductivité électrique pour la source du Moulin B

Le Tableau IV- 1 reprend les durées d'impact moyennes des trois sources au cours des deux cycles hydrologiques.

Lag (j) pour $r(k) = 0$	Bruisseresse	Moulin B	Four aux Veaux
Turbidité	8.4	9.2	6.5
Conductivité électrique	9.6	12.6	17.5

Tableau IV- 1 : Durées moyennes de l'impact des épisodes de turbidité et de la conductivité électrique sur les deux cycles hydrologiques pour les sources de Radicatel

Le transport particulière impacte les sources sur une durée comprise entre 6.5 jours et 9.2 jours, alors que le flux dissous se fait ressentir durant plus de temps, entre 9.6 et 17.5 jours. Au vu de ces résultats, le traitement de MES devra être maintenu durant 9.2 jours au maximum. Néanmoins, le flux dissous étant le plus représentatif des eaux de surface, les sources restent sous l'influence des eaux de surface durant une période allant de 9.6 jours à

17.5 jours. Contrairement au temps de réponse, les durées d'impact ont été influencées par la baisse du niveau piézométrique. Ainsi, les sources du Moulin B et de la Bruisseriesse ont été impactées durant moins de temps que lors des niveaux piézométriques plus élevés. A l'inverse, la durée s'est allongée pour la source du Four aux Veaux. Il est donc nécessaire de faire un suivi régulier de l'évolution piézométrique afin d'ajuster les durées de traitement.

IV.2.2 A-t-on intérêt à lisser les temps de fonctionnement de l'usine afin de réduire les phénomènes de remise en suspension au démarrage des pompes ? Quelles sont les conditions optimales de pompage ?

IV.2.2.1 Lissage des périodes de pompage

Comme nous l'avons vu dans le chapitre III.4, la turbidité des sources de la Bruisseriesse et du Moulin B sont impactées par le fonctionnement des pompes de la bêche de mélange de l'usine de traitement des eaux de Radicatel. L'influence du pompage se matérialise par des phénomènes de remise en suspension lors de la mise en route des pompes et se traduit par une turbidité accrue comprise entre 1,1 % et 1,5 % à l'échelle du cycle hydrologique.

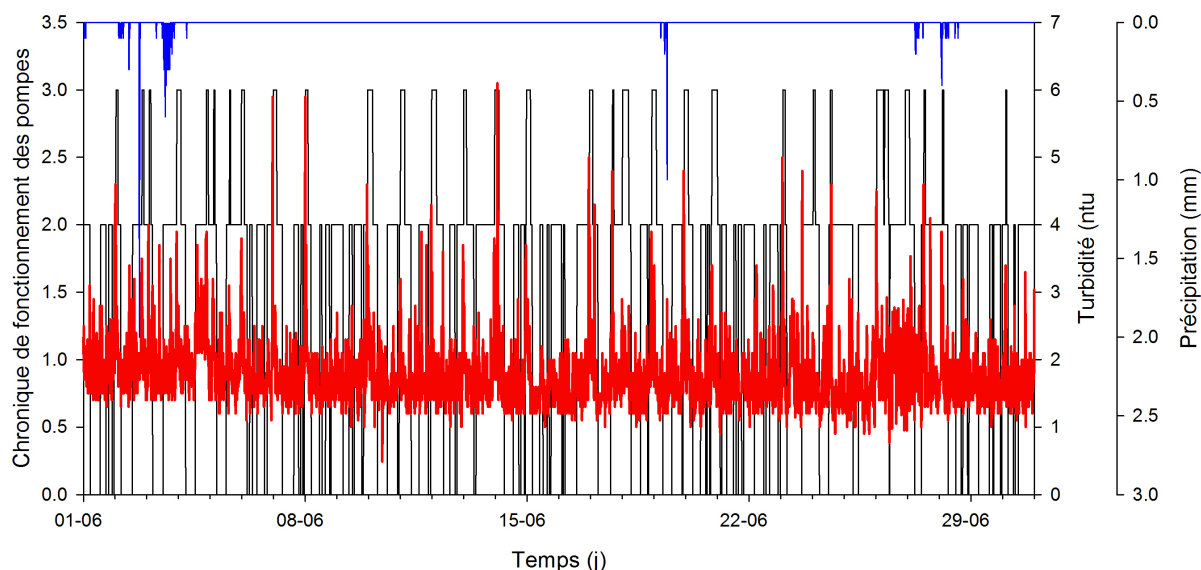


Figure IV- 2 : Mise en évidence de l'impact de la mise en route des pompes sur la turbidité de la source de la Bruisseriesse

La Figure IV- 2 est un exemple de l'impact des pompages sur la turbidité enregistrée à la source de la Bruisseriesse. On peut voir qu'au cours du mois de Juin 2008, les variations de turbidité ne sont pas corrélées avec les précipitations, mais elles le sont avec la mise en service des groupes de pompes GR 1 et GR 2.

Nous voyons ainsi que les pics importants de turbidité (> 4 NTU) sont corrélés avec le fonctionnement du groupe de pompes GR 1 et la mise en route du GR 2. C'est donc lors de

la mise en route du deuxième groupe de pompes, que les phénomènes de remise en suspension sont les plus importants. Pour limiter ce phénomène, il faudrait diminuer le nombre de démarrages combinés des deux groupes de pompes.

Cette optique est difficilement réalisable dans l'état actuel des installations. En effet, les deux groupes GR 1 et GR 2 sont utilisés de manière complémentaire. Le groupe GR 1 est utilisé pour alimenter l'usine selon des plages horaires définies au préalable, alors que le groupe GR 2 est utilisé pour apporter le complément d'eau nécessaire, pour faire face à une demande accrue du consommateur.

Pour diminuer l'impact d'un pompage combiné, il est alors nécessaire d'augmenter les plages horaires de pompage du groupe GR1, tout en diminuant celles du groupe GR2. La production d'eau n'est alors plus ajustée à la demande nécessitant de ce fait, un stockage de volume d'eau plus important. Ceci pourrait engendrer une usure prématurée de groupe GR1, ainsi que la construction ou la modification des infrastructures, avec des coûts dont le montant serait certainement supérieur au fonctionnement classique de l'usine dans l'état actuel des installations. De plus, Fournier (2006) note que l'impact des phases de pompage sur les caractéristiques granulométriques des particules restituées au forage est d'autant plus important que le pompage est long.

IV.2.2.2 Conditions optimales de pompage

L'étude réalisée par le BRGM (Roux et Tremembert, 1978), a permis de mettre en évidence que les forages (atteignant la craie ou les graves de fonds) réalisés à proximité des sources de Radicatel, ne présentent pas de variations de niveau liées aux fluctuations de l'hydrodynamisme de la Seine. Néanmoins, cette interprétation a été réalisée à partir de mesures ponctuelles ne permettant pas de mettre en évidence l'impact des fluctuations tidales. De plus, nous avons vu sur la Figure II- 67 que la Seine est en contact direct avec les graves de fond, et donc, qu'il existe une continuité hydraulique entre la nappe de la craie et la Seine.

Dans le cadre d'une étude, menée sur le site de Norville situé en basse vallée de Seine, Fournier (2006) a mis en évidence la présence des fréquences tidales dans les hauteurs d'eau de la source et au forage du Hannelôt (Figure IV- 3).

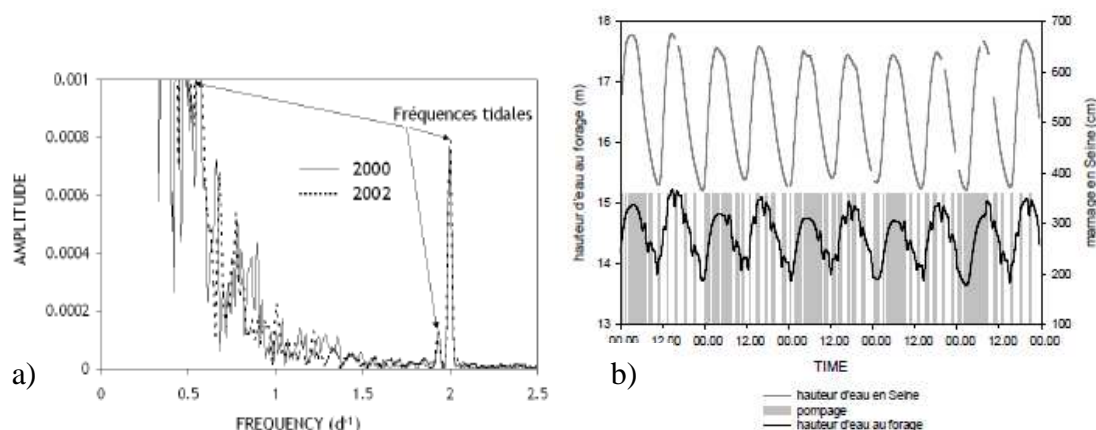


Figure IV- 3 : Mise en évidence de l'influence tidale sur le niveau d'eau de la source (a) et du forage (b) du Hanne-tôt (Fournier, 2006)

Les travaux de Fournier (2006) ont montré que la hauteur d'eau en Seine a une incidence sur les modalités de transport au forage. Les épisodes de transfert direct d'eau de surface et de décantation sont favorisés lors des hautes eaux en Seine, et défavorisés lors des basses eaux. Inversement, les épisodes de transfert direct d'eau de nappe et de remobilisation de sédiments intrakarstiques sont favorisés lors des niveaux d'eau les plus bas, et défavorisés le reste du temps. Cet impact de la Seine sur le transport des particules est également perceptible à la source du Hanne-tôt. Fournier (2006) a ainsi quantifié l'impact des fluctuations tidales sur le signal turbide. Les variations tidales à 12 heures (cycle des marées) sont ainsi inférieures (2.30 %) à celles des alternances vives-eaux / mortes-eaux (5.90 %).

La Seine constituant l'axe de drainage régional de la nappe de la craie, elle draine l'aquifère du Hanne-tôt selon les conditions de potentiel dues au marnage, et au flux, dus aux graves de fond et aux débits de la Seine. Lorsque le niveau d'eau en Seine est bas, le gradient hydraulique est fort et le drainage de l'aquifère par la Seine est maximal, permettant le transport de particules plus nombreuses et grossières et l'apparition de phénomènes de remobilisation de sédiments intrakarstiques. A l'inverse, si le niveau d'eau en Seine est haut, le gradient hydraulique est faible et le drainage est minimal, diminuant la compétence de l'eau et impliquant des phénomènes de dépôt et le transport de particules moins grosses. Les périodes de pompage engendrent un gradient hydraulique artificiel s'ajoutant au gradient hydraulique naturel. La situation de ces deux points d'observation (source et forage de Norville) est très similaire à celle des sources et forages de Radicatel. Il est donc fort probable que l'on puisse observer le même impact sur les niveaux d'eau des sources et des forages. Bien que nous ayons pu mettre en évidence la présence de périodes de 12 h dans le signal turbide, il nous est impossible de faire la part des choses entre la part liée au pompage et celle du cycle tidal.

IV.2.3 Conclusion

Pour conclure, les conditions optimales de pompage se révèlent être les périodes durant lesquelles le gradient hydraulique naturel est le moins important, à savoir lorsque les coefficients de marée sont faibles et couplés à des phases de marées hautes. Il ne faut pas non plus négliger l'impact des variations piézométriques. Toutefois, dans le cadre d'une exploitation du type de l'usine de Radicatel, ce paramètre ne peut pas être pris en compte.

IV.3 Quelle est l'origine des sables présents dans les MES ?

La problématique de cette question repose sur des observations réalisées à l'usine de traitement des eaux de Radicatel. En effet, certaines pièces ou filtres de l'usine de traitement des eaux sont régulièrement affectées par des problèmes d'usure prématurée ou de colmatage engendrés par la présence importante de sable. La CODAH souhaite donc connaître la nature et l'origine de ces sables et savoir si ce problème est inhérent à l'exploitation des sources de Radicatel.

Les analyses granulométriques des échantillons issus des carottes ainsi que sur des échantillons mensuels de matières en suspension (MES) piégées par un piège à sédiment situé dans la galerie active de la source de la Bruisseresse, ont permis de positionner ces particules entre les pôles sableux et silteux avec une prédominance du pôle silteux (Figure IV- 4).

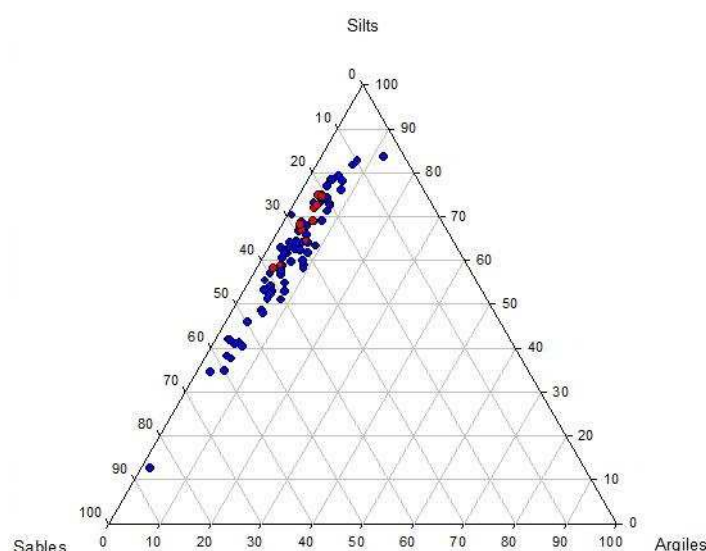


Figure IV- 4 : Diagramme ternaire de la granulométrie des carottes (bleu) et des pièges à sédiments (rouge) de la source de la Bruisseresse (Chedeville, 2010).

Les sédiments sont un mélange de silts grossiers avec une proportion non négligeable de sables fins. La présence d'argiles peut être qualifiée de « bruit de fond » avec une proportion

variant entre 0 et 12 %. Le matériel sédimentaire de la source de la Bruisseriesse est donc de type silto-sableux.

Les analyses géochimiques ont permis de préciser la nature des sédiments et d'en déterminer l'origine (Figure IV- 5). Les MES de la source de la Bruisseriesse sont très proches du pôle siliceux entre les Loess et les sables de Fontainebleau. Or ces sables ne sont pas présents dans la région, et leur limite ouest se situe dans l'Est du département de l'Eure (Laignel, 2003). Néanmoins, d'après Quesnel (1997) et Hauchard (2001), le faciès des sables de Saint-Eustache permet de penser que ces sables sont le produit de remaniements fluviaux, sinon éoliens des sables de Fontainebleau. La composante sableuse des MES est donc d'origine Saint-Eustache.

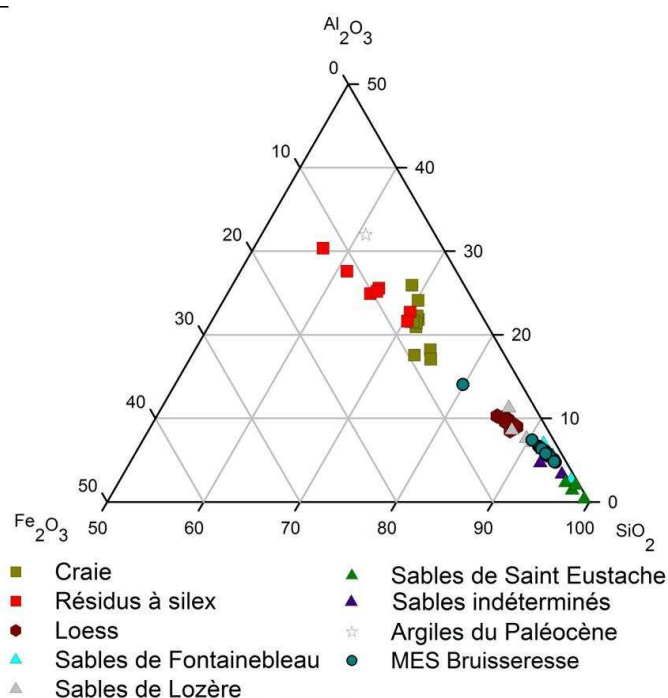


Figure IV- 5 : Comparaison de la géochimie des formations superficielles susceptibles d'être à l'origine des remplissages karstiques et des MES de la Bruisseriesse

L'étude du contexte structural et hydrologéologique de la zone d'alimentation des sources de Radicatel a mis en évidence la présence d'un graben compartimenté parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne fortement karstifiée. Cette zone effondrée karstifiée est le lieu d'un piégeage important des formations tertiaires et tout particulièrement des sables de Lozère et de Saint-Eustache. La présence de ces sables tertiaires est révélée par l'existence des très grandes sablières de Saint Eustache et du Mont Crique, ainsi que par les très nombreuses poches décrites dans le graben compartimenté. Ces sables ne sont donc pas des marqueurs des processus d'érosion des sols limoneux de surface, mais bien des marqueurs des processus de remise en suspension intrakarstique.

Les vitesses intrakarstiques mises en évidence par les récents traçages démontrent que la capacité de transport des eaux est suffisante pour permettre le transport de ces sables.

La présence de ces sables ne peut donc pas être traitée en amont au niveau de l'engouffrement des eaux, mais constitue bien un problème inhérent à l'exploitation du champ captant de Radicatel.

IV.4 Quel risque bactériologique est associé aux épisodes de crue ?

Dans le cadre de ce travail de recherche, l'étude de la contamination bactérienne des sources de Radicatel n'était pas un des objectifs initiaux. Néanmoins, grâce aux observations et résultats obtenus au cours de cette thèse, une collaboration avec les microbiologistes de l'UMR 6143 M2C a pu être mise en place et permettre une première approche de la dynamique des populations microbiennes d'origine fécale présentes dans les eaux des trois sources étudiées du champ captant de Radicatel. Cette collaboration s'est traduite par trois campagnes de prélèvement d'échantillons d'eau entre les années 2008 et 2010, conjointement menées avec les microbiologistes de l'UMR. Ce chapitre est une synthèse des résultats obtenus dans la thèse de E. Laroche-Ajzenberg (2010a) et du mémoire de Master recherche de A. Flores-Ribeiro (2010). En préambule, les résultats d'une précédente étude de Microbiologie sur le site de Radicatel seront présentés.

IV.4.1 Relation entre la turbidité et les flores bactériennes présentes dans les eaux souterraines de Radicatel lors d'un épisode de crue.

Dans le cadre de l'étude "Risques sanitaires liés aux eaux karstiques", réalisée conjointement par le Laboratoire de Géologie de l'Université de Rouen et le Laboratoire d'Etude et d'Analyse de la ville du Havre (LEA), la relation entre turbidité et flore bactérienne des eaux souterraines a été examinée (Dussart *et al.*, 2001 *in* Dussart-Baptista, 2003). Au cours de celle-ci, des analyses sur la fraction particulaire et des dénombrements bactériens conventionnels (coliformes, entérocoques et micro-organismes aérobies revivifiables à 22 °C), ont été réalisés sur des échantillons prélevés lors d'épisodes turbides, afin d'établir une relation entre la turbidité et la flore bactérienne présente dans les eaux souterraines. Les résultats concernent les épisodes turbides d'Octobre 2000 à la Source du Moulin B

Il a été démontré que les concentrations bactériennes augmentaient de façon linéaire avec la turbidité. Au maximum de la crue (108 NTU), les densités bactériennes étaient de l'ordre de $1.3 \cdot 10^6$ UFC.100ml⁻¹ (Unité Formant Colonie par 100 ml) pour les coliformes, $1.2 \cdot 10^6$ UFC.100ml⁻¹ pour les entérocoques et $2.2 \cdot 10^9$ UFC.100ml⁻¹ pour les micro-organismes aérobies revivifiables à 22 °C (Figure IV- 6).

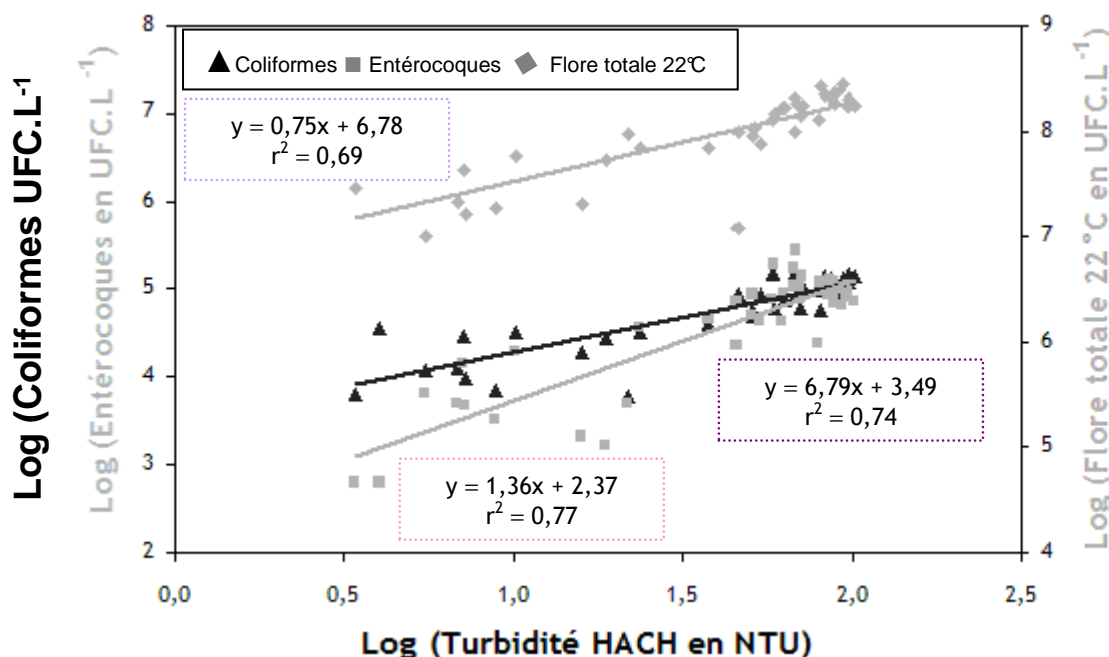


Figure IV- 6 : Relations entre les dénombrements bactériens et la turbidité, *E. coli*, entérocoques et micro-organismes aérobies revivifiables à 22 °C (flore totale 22 °C), échantillons de la Source du Moulin B, Radicatel, durant l'épisode turbide du 09 au 14 Octobre 2000 (Dussart et al., 2001 in Dussart-Baptista, 2003)

IV.4.2 Densité et résistance aux antibiotiques de la population d'*Escherichia coli* après un évènement pluvieux et en période d'étiage

Dans le cadre de ces travaux de recherches, visant à mettre en évidence la présence d'*E.coli* résistantes aux antibiotiques dans les milieux aquatiques (estuarien et karstique), Laroche-Ajzenberg (2010) a mené deux campagnes de mesures sur les sources de Radicatel. Ces deux campagnes ont été réalisées, pour la première quelques jours après un épisode orageux (Juin 2008) et pour la deuxième lors d'une période d'étiage sévère (Juin 2009). Les points suivis lors de ces deux campagnes ont été la source du Moulin B, de la Bruisseresse, du Four aux Veaux et de la bêche de mélange de l'usine de traitement des eaux.

L'objectif de cette étude fut de mettre en relation, en fonction des conditions hydrologiques, l'occurrence et les résistances aux antibiotiques de la population d'*E.coli*.

Laroche-Ajzenberg (2010) montre que la densité de contamination en *E. coli* des sources de Radicatel est faible en période d'étiage avec des valeurs proches de 0 UFC.100ml⁻¹ et augmente légèrement à la suite d'un épisode orageux (Figure IV- 7). Ces valeurs sont comparables avec les résultats obtenus dans le forage du système karstique du Hannelôt, situé également en bord de Seine (Laroche-Ajzenberg, 2010b). Par comparaison, les eaux de la rivière du Commerce présentent des densités de contamination supérieures de 3 à 4 Log pour la même période, contamination similaire à celle de la zone urbanisée de l'estuaire

de Seine avec une origine issue des rejets d'effluents traités de stations d'épuration (STEP) (Laroche *et al.*, 2009 ; Laroche-Ajzenberg, 2010a).

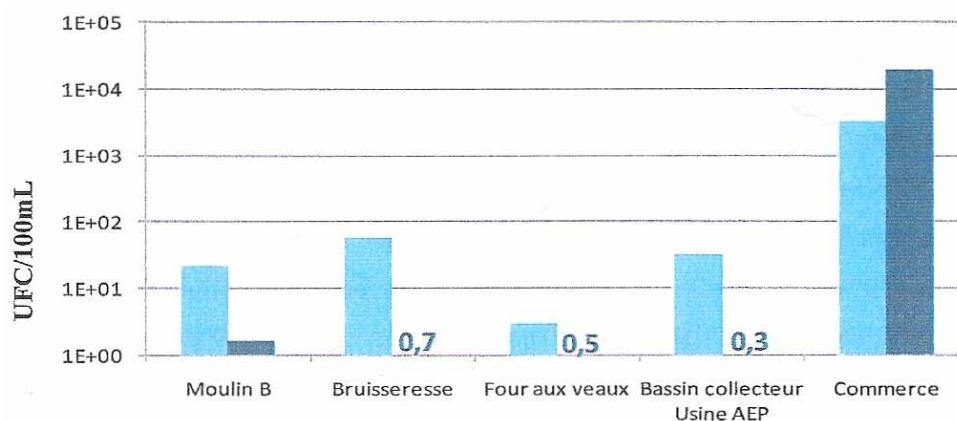


Figure IV- 7 : Densité en *E. coli* dans les sources de l'hydrosystème de Radicatel, le bassin collecteur de l'usine AEP et dans la rivière du Commerce, (■) après un évènement pluvieux et (■) en période d'étiage (d'après Laroche-Ajzenberg, 2010)

En période d'étiage, aucune des quelques souches d'*E. coli* isolées ne présente de résistance aux antibiotiques. Néanmoins, suite à l'épisode orageux, bien que peu denses, les populations d'*E. coli* isolées présentent des niveaux élevés de résistance aux antibiotiques. Ainsi, 80 % des *E. coli* isolées à la source du Four aux Veaux, 65 % pour la source du Moulin B et 53 % pour la source de la Bruisseresse sont résistantes à au moins un antibiotique, dont 50 % sont multirésistantes.

A la source de la Bruisseresse, de nombreux isolats portent entre 6 et 9 résistances, et pour la source du Moulin B le maximum de résistances associées est de 7. Quant à la source du Four aux Veaux, le maximum est de 9 résistances. A titre de comparaison, des souches à 9 résistances ont été isolées dans la rivière du Commerce, rivière sous l'influence des rejets de station d'épuration.

De nombreux auteurs ont mis en évidence que la présence d'*E. coli* antibiorésistantes dans les milieux naturels était liée à des rejets fécaux : rejets de STEP et/ou de fosses septiques, et du ruissellement sur les sols paturés (Parveen *et al.*, 1997 ; Webster *et al.*, 2004 ; Laroche *et al.*, 2009 ; Laroche-Ajzenberg, 2010a). Le nombre et la nature des résistances associées pourraient même permettre de différencier les origines de la contamination fécale (Flores Ribeiro, 2010; Laroche-Ajzenberg, 2010a). Les résultats montrent que les souches résistantes d'*E. coli* ne sont présentes dans les eaux souterraines que lorsqu'il y a des phénomènes de ruissellement et d'érosion sur le bassin versant. De plus, les caractéristiques de multirésistance des souches d' *E. coli* isolées dans l'hydrosystème de Radicatel indiquent que certaines *E. coli* proviennent effectivement du ruissellement des sols

pâturés mais également de contaminations plus complexes et comparables à celles qui se rejettent dans le Commerce, à savoir des effluents de STEP et/ou de fosses septiques.

IV.4.3 Densité et résistance aux antibiotiques de la population d'E.coli pendant un épisode de crue majeur (Tempête Xynthia, Fev.2010)

Dans le cadre d'une étude de Master 2, afin de confirmer et compléter les résultats précédents, Flores Ribeiro (2010) a mené une campagne de prélèvements au cours de la tempête Xynthia sur les trois sources étudiées de Radicatel (Figure IV- 8).

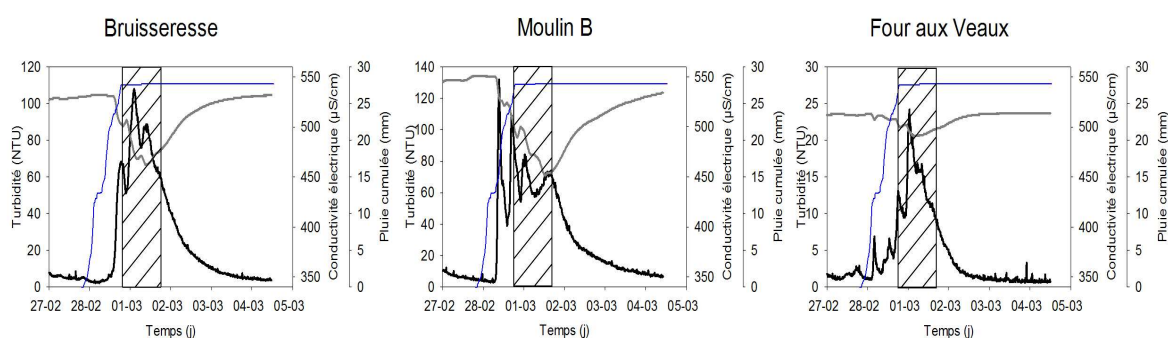


Figure IV- 8 : Réponses des trois sources suites à la tempête Xynthia en mars 2010, en noir la turbidité, en gris la conductivité électrique, en bleu les précipitations cumulées et en hachuré la campagne de prélèvement pour l'étude microbiologique.

Au cours de cette tempête tristement célèbre, les sources de Radicatel ont enregistré des variations très importantes de la turbidité (jusqu'à 140 NTU pour la source du Moulin B) et de la conductivité électrique traduisant des apports massifs d'eaux de surface suite à un cumul de précipitations de 27.7 en mm en 22 heures. Nous pouvons voir la complexité des réponses des trois sources démontrant toute l'hétérogénéité du fonctionnement hydrologique karstique du champ captant de Radicatel.

Les résultats de cette étude confirment ceux obtenus par Dussart-Baptista (2003) et Laroche-Ajzenberg, (2010), à savoir une augmentation de la densité bactérienne lors de l'épisode de crue (Figure IV- 9).

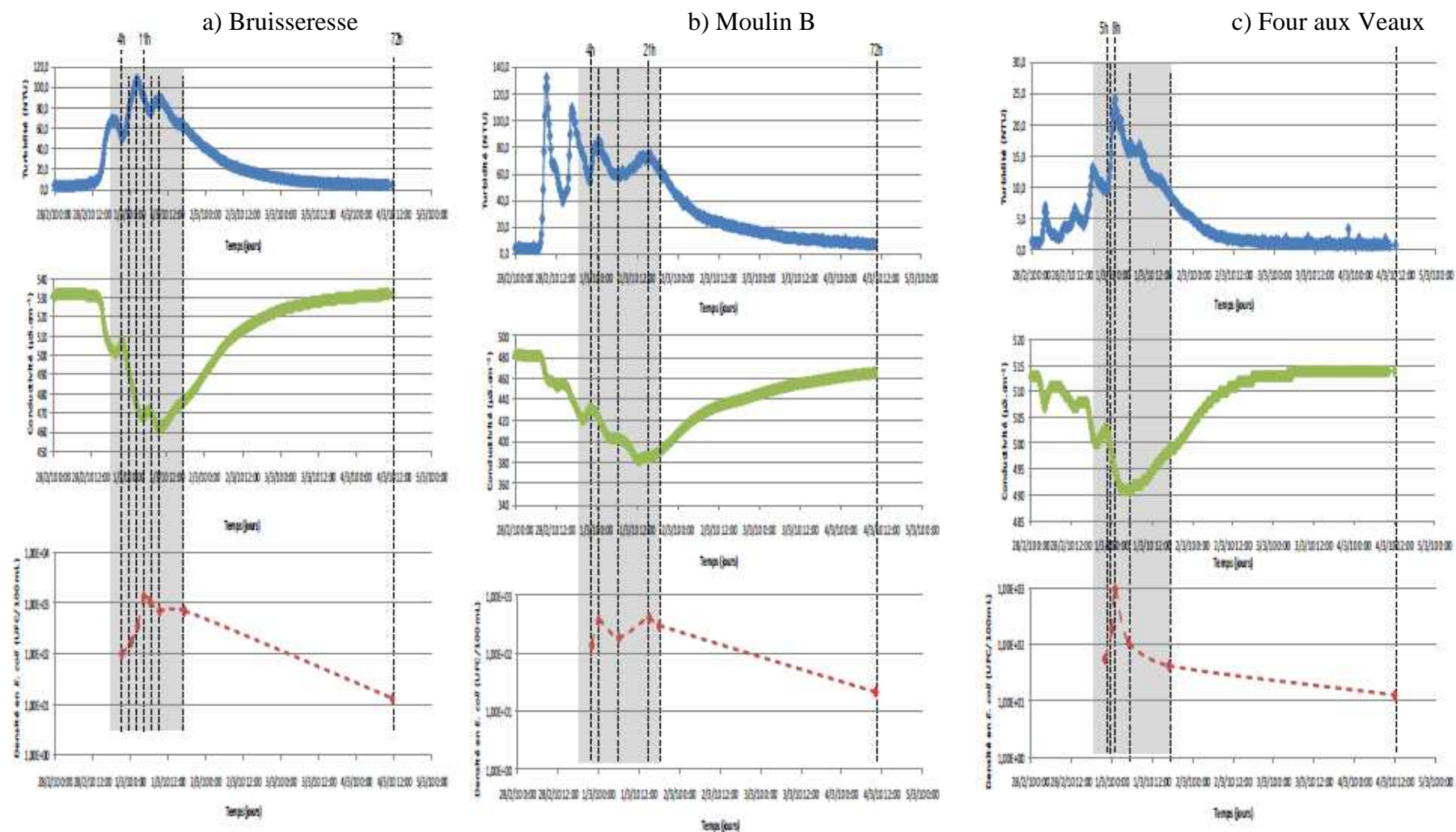


Figure IV- 9 : Chroniques enregistrées aux trois sources de Radicatel. Ces courbes montrent l'évolution de la turbidité (en bleu), de la conductivité (en vert) et de la densité en *E. coli* (en pointillés rouge) mesurées dans les eaux des trois sources. La zone grisée représente les 24 h de prélèvement. Les temps indiqués dans la période de prélèvements correspondent aux points où l'antibio-résistance des souches a été étudiée (Flores Ribeiro, 2010)

Pour chaque source, le nombre et la nature des résistances d'*E.coli* isolées ont été étudiés au début de la période de prélèvements, à la densité bactérienne maximum et au bout de 72 h. Il apparaît que dans le premier prélèvement, une forte proportion de bactéries multirésistantes est présente dans les eaux de la source de la Bruisseriesse et du Moulin B avec respectivement 54.4 % et 44.5 % des bactéries résistantes à au moins un antibiotique, portent entre 3 et 8 résistances. Ce pourcentage n'est que de 10.6 % pour la source du Four aux Veaux. Au maximum de densité bactérienne, le niveau de multirésistance chute brutalement au sein de la population bactérienne, et les fortes multirésistances (plus de 3 résistances) disparaissent totalement.

72 h après le début des prélèvements, marquant la récession de la crue, les pourcentages de bactéries résistantes chutent sauf à la source de la Bruisseriesse et le pourcentage de résistance à plus de 3 antibiotiques reste à 0 % pour les trois sources ; seules les résistances à 2 ou 3 antibiotiques persistent.

Les profils de résistance des *E. coli* isolées au début de la campagne de mesures semblent mettre en évidence l'arrivée de masses d'eau d'origines différentes. Ainsi les bactéries multirésistantes (de 3 à 8) de la source de la Bruisseriesse et du Moulin B possèdent des multirésistances aux β -lactamines et à la tétracycline parfois associées à des résistances aux aminosides ou quinolones indiquant l'entrée des eaux de surface probablement contaminées par des effluents de STEP ou de fosses septiques, et plutôt d'origine humaine (Flores Ribeiro, 2010).

Pour la source du Four aux Veaux, les bactéries multirésistantes présentent également des résistances associées pouvant être marqueurs d'effluents de STEP et/ou de fosses septiques.

Lors du pic de contamination bactérienne et de la récession, les profils de résistances sont de degrés moindres (1 à 3 résistances associées) et constitués majoritairement de résistances au chloramphénicol et à la tétracycline, profils majoritairement retrouvés dans les fèces de bovins (Laroche-Ajzenberg, 2010b). Ces profils de résistance sont donc probablement marqueurs des phénomènes de ruissellement et de lessivage des sols pâturés.

Ces résultats confirment ceux obtenus par Laroche-Ajzenberg (2010), à savoir que les trois sources subissent transitoirement l'impact d'effluents de STEP et/ou de fosses septiques. La diminution voir la disparition des fortes multirésistances au pic de la crue et lors de la récession, traduit certainement un mécanisme de dilution des eaux anthropisées par les eaux de ruissellement des sols pâturés.

La carte ci-dessous permet de se rendre compte de la localisation des différentes STEP à proximité des sources de Radicatel (Figure IV- 10). Bien que ces stations puissent être à

l'origine de la contamination des trois sources, il est important de noter que les réseaux d'assainissement sont également constitués de postes de relevage, pouvant représenter autant de points de contaminations potentielles pour les trois sources.

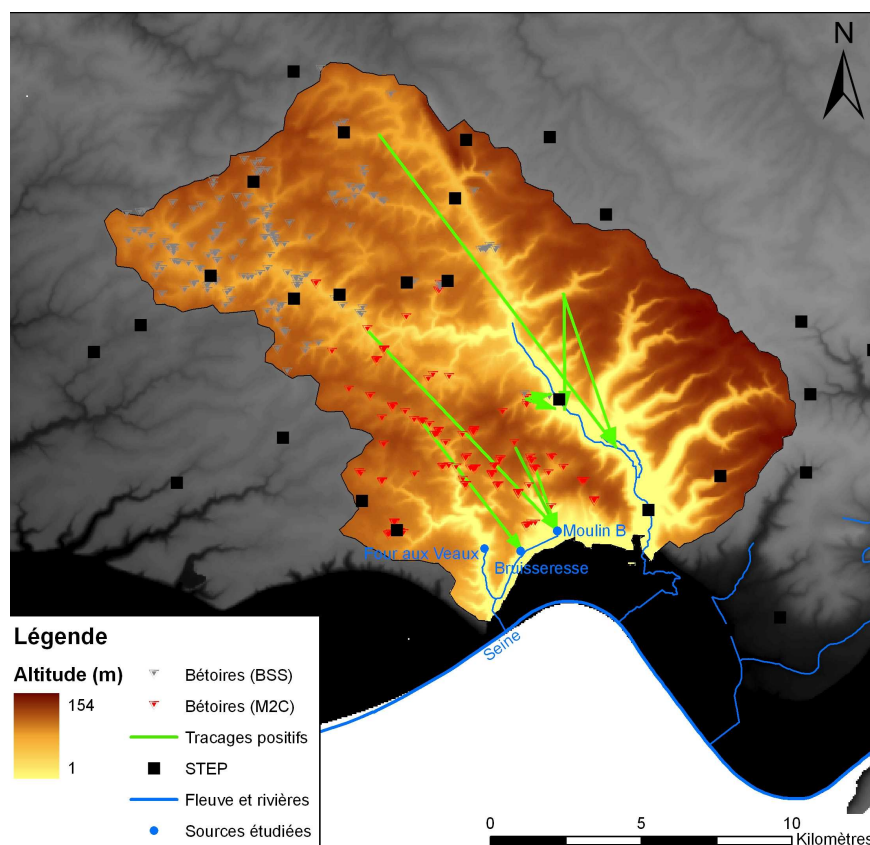


Figure IV- 10 : Localisation des stations d'épuration au sein de la zone d'étude et à proximité immédiate de celle-ci.

La poursuite de ces travaux fait l'objet d'une thèse menée par A. Flores Ribeiro au sein du laboratoire UMR CNRS 6243 M2C de Rouen à partir de l'année 2011. Cette thèse est financée par la CODAH et l'Agence de l'Eau Seine Normandie et a pour objectifs de poursuivre l'identification, la caractérisation des *E. coli* multirésistantes et d'identifier leurs origines, permettant ainsi de réaliser des tracages bactériens.

IV.4.4 Conclusion

En période de crue, les sources de Radicatel sont donc sous l'influence de contaminations bactériennes d'origine fécale animale liées au lessivage des sols pâturés, mais également par une contamination d'origine humaine par le biais de rejets de STEP ou de fosses septiques. Le risque pour les sources de Radicatel n'est donc pas négligeable notamment en période de crue.

CONCLUSION et PERSPECTIVES

Conclusion

En Haute-Normandie, la quasi-totalité de la ressource en eau potable provient de l'exploitation de la nappe de la craie. Cette dernière offre un potentiel de stockage d'eau très important couplé à un drainage karstique. La nature karstique de l'aquifère est à l'origine d'une forte vulnérabilité aux pollutions ponctuelles. Les nombreuses connections plus ou moins développées entre le karst d'introduction et le karst de restitution sont ainsi responsables de l'arrivée aux sources d'eaux de surface turbides en réponse à des phénomènes pluvieux intenses, provoquant ruissellement, érosion, et introduction rapide des eaux de surface au niveau des points d'engouffrement. Il n'est ainsi pas rare qu'une partie de la population de Haute-Normandie soit touchée par des arrêts répétés des systèmes de distribution d'eau et par des crises sanitaires récurrentes (Beaudeau et al., 1999 ; 2010).

En tant que gestionnaire de la production d'eau potable, la CODAH doit faire face à ces problèmes récurrents. Les sources de Radicatel, dont le captage alimente 50 % de la population Havraise (250 000 hab.), s'inscrivent parfaitement dans ce cadre hydrogéologique régional. En effet, elles sont fréquemment impactées par des épisodes de crue nécessitant la mise en place de procédures de traitement des eaux afin de faire face à la présence de sables et de limons, associés éventuellement à une contamination bactérienne.

Les nombreux travaux menés par le laboratoire M2C (UMR CNRS 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière) sur le fonctionnement des systèmes karstiques se sont attachés tout particulièrement à deux échelles :

(1) à l'échelle d'un site pilote, le système karstique de Norville (76), particulièrement bien contraint avec une entrée et une sortie, pour lequel les travaux ont porté sur la description et l'analyse des processus fins contrôlant et influençant les transports particulière, bactérien et dissous (Massei, 2001 ; Massei et al., 2002b ; Massei et al., 2002a ; Dussart-Baptista, 2003 ; Dussart-Baptista et al., 2003 ; Dussart et al., 2003 ; Massei et al., 2003 ; Fournier, 2006 ; Massei et al., 2006b ; Fournier et al., 2007b ; Fournier et al., 2007a),

(2) à l'échelle régionale, par l'étude et la mise en évidence du contrôle structural sur les dynamiques de l'aquifère karstique (Valdes, 2005 ; Valdes et al., 2007 ; Slimani, 2009 ; Slimani et al., 2009).

L'intérêt de l'étude du système de Radicatel repose sur un positionnement à une échelle intermédiaire, avec un système dont les limites et les contraintes étaient peu connues jusqu'à maintenant.

Ce travail de thèse visait donc principalement à définir les limites et les contraintes physiques du système aux échelles régionale et locale, et à mettre en évidence leurs influences sur le fonctionnement hydrologique de trois sources karstiques proches (Four aux Veaux, Bruisseresse, Moulin B, sources distantes de 2,3 km), grâce à l'acquisition

de mesures haute-fréquence de turbidité et de conductivité et à l'utilisation des méthodes du traitement du signal développées à l'origine sur le site pilote de Norville.

Les questions scientifiques abordées successivement dans ce travail étaient les suivantes :

- Les contextes structural et hydrogéologique régionaux et locaux peuvent-ils influencer les caractéristiques de la dynamique de la réponse hydrologique de trois sources proches ?
 - Le fonctionnement hydrologique des trois sources est-il similaire ou différent ?
 - Quelle est la part du contexte régional et local dans le fonctionnement hydrologique des sources de Radicatel ?
- Les fluctuations climatiques contrôlent-elles les modes de variabilité hydrologique et hydrosédimentaire d'un hydrosystème local ? Quelles échelles temporelles sont préférentiellement affectées par ces fluctuations climatiques globales ?

Les sources de Radicatel s'inscrivent dans un contexte morpho-structural régional influençant la géométrie de l'aquifère et les directions d'écoulement (Valdes, 2005 ; Valdes et al., 2007 ; Slimani, 2009 ; Slimani et al., 2009). En effet, ce contexte morpho-structural régional des sources de Radicatel au sein du Bec de Caux est dominé par la présence de deux éléments majeurs : la Faille Fécamp-Lillebonne et la morphologie du toit de l'Albien. Ainsi, la faille Fécamp-Lillebonne bloque les écoulements de la nappe à l'Est tout en les guidant vers les exutoires naturels que sont la Manche au Nord et la Seine au Sud. Parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne, le toit de l'Albien dessine une gouttière dont les flancs Ouest et Sud se relèvent. La combinaison de ces deux éléments est la constitution d'un aquifère puissant contraint à l'Est et dont l'épaisseur s'amincit à l'Ouest et au Sud, imprime un fonctionnement général et similaire aux sources de Radicatel.

Les fonctions de densité de probabilité (FDP) de la conductivité électrique des 3 sources ont ainsi démontré la prédominance de ce cadre hydrogéologique sur l'alimentation des sources de Radicatel et la dualité de l'origine matricielle et superficielle des eaux. En effet, celles-ci sont alimentées dans le temps très majoritairement par les eaux matricielles (de l'ordre de 89 à 98 %), alors que l'impact des eaux de surface ne présente que 2 à 11 % du temps. La prédominance de cette alimentation matricielle met d'autant plus en évidence la vulnérabilité très ponctuelle des sources, mais traduit également la présence d'un fonctionnement karstique « non inertiel ». Ce rapport entre l'occurrence des eaux matricielles et des eaux superficielles confirme les travaux de A. Mouhri (2010) sur la décomposition de la relation charge hydraulique / débit (sources et rivières). Ces travaux permettent de quantifier les parts respectives des différentes composantes constituant les débits (sources et rivières). Ainsi, la composante correspondant à l'alimentation matricielle couplée à la composante drainage karstique de l'aquifère représente jusqu'à 95 % des débits, la

composante rapide (drainage karstique des eaux de surface) représente quant à elle moins de 5 %.

Le caractère karstique global des sources est également confirmé par les analyses corrélatoires (simples et croisées) et spectrales. Ces méthodes permettent de classer le système de Radicatel comme un système « non inertiel » au sein duquel les eaux de surface engouffrées sont restituées rapidement après les épisodes de pluie (max. 35 h.) et évacuées rapidement (moins de 18 jours). Les réponses turbides sont instantanées et brutales à l'échelle du cycle hydrologique sans influence dans le temps sur la ressource.

Ce fonctionnement global est toutefois influencé par les variations piézométriques. La baisse du niveau piézométrique du cycle 2007-08 au cycle 2008-09 s'est traduit par un effet tampon moins important des eaux matricielles sur les eaux de surface et ce pour les trois sources, permettant une meilleure expression de la composante karstique lors du cycle 2008-09. L'effet de filtre joué par l'hydrosystème a été atténué en bas niveau piézométrique, permettant une meilleure expression de la variabilité karstique et de mettre en évidence des circulations karstiques concentrées. Néanmoins, la baisse du niveau piézométrique n'a pas influencé les trois sources dans les mêmes proportions, ceci étant lié à un contexte morpho-structural local.

- La source du Four aux Veaux (système jurassien) située à +15 NGF dans un talweg draine un petit bassin versant de surface positionné à l'extérieur du graben compartimenté. L'extension restreinte de la zone d'alimentation couplée à un faible volume drainé se traduit par des temps de réponse aux précipitations les plus faibles des trois sources étudiées (17 heures) et la plus faible capacité à filtrer les informations.
- La source du Moulin B est une source de débordement (système vaclusien) située en pied de plateau dont les temps de réponse et la capacité à filtrer l'information sont les plus importants des trois sources (32-34 heures). Cette source positionnée sur la faille du Moulin B draine une zone d'alimentation très importante au cœur du réservoir formé par la gouttière du toit de l'Albien, capturant le Haut Commerce grâce à un drainage karstique très efficace inféodé à la faille du Moulin B comme l'ont démontré les récentes expériences de traçage. L'impact de cet aquifère puissant sur le fonctionnement hydrologique se traduit par un effet tampon plus important que pour les deux autres sources.
- La source de la Bruisseriesse est également de type vaclusien et se situe comme la source du Moulin B en pied de plateau, mais dans une zone moins impactée par le contexte structural. Sa réactivité et sa capacité à filtrer les informations la placent dans une position intermédiaire des deux autres sources, en étant tout de même plus proche de la source du Moulin B. Cette similitude de fonctionnement traduit une surface et un volume drainé important proche de celui de la source du Moulin B.

La dynamique des trois sources est donc influencée par le cadre morpho-structural et hydrogéologique, mais elle l'est également par les contraintes climatiques globales. En effet, nous avons pu montrer que les variabilités des précipitations et des fluctuations piézométriques locales sont sous le contrôle de l'indice climatique NAO, confirmant ainsi les résultats de Slimani (2009) obtenus à l'échelle régionale. L'une des originalités de ce travail de thèse a été de disposer d'une longue chronique de turbidité (de 1987 à 2009, soit 22 ans) et d'un enregistrement sédimentaire couvrant cette même période. Nous avons ainsi pu réaliser une première approche de l'étude de la variabilité du signal turbide et de son enregistrement à long terme. La mise en évidence de la bande fréquentielle (5-7 ans) caractéristique du signal climatique (NAO) au sein du signal turbide et de l'enregistrement sédimentaire traduit l'enregistrement du signal climatique global dans les processus de ruissellement, d'érosion, de transport et de dépôt sédimentaire à l'échelle d'hydrosystèmes locaux. Couplé aux résultats de l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les signaux hydrosédimentaires, nous avons pu définir la dynamique responsable de la lamination intrasédimentaire. En effet, celle-ci ne résulte pas de variations saisonnières voir annuelles mais elle résulte de la succession d'épisodes de crue. Le remplissage intrakarstique par les sédiments exogènes ne se réalise donc qu'en période de crue.

Une approche statistique sur les signaux de pluie (entrée du système) et de turbidité (sortie du système) a également permis de déterminer les conditions de précipitations favorables à la mise en place des processus de ruissellement et d'érosion de grande ampleur responsable de la mise en mouvement et d'un apport d'eau massif au sein du karst et d'y associer un seuil de turbidité. Ainsi, les épisodes de turbidité inférieurs à 7-10 NTU s'apparentent à un fonctionnement partiel de l'hydrosystème. Les épisodes supérieurs à cette gamme de turbidité traduisent un seuil de fonctionnement de l'ensemble des surfaces contributives atteint lorsque les conditions météorologiques combinent 15 mm de pluies journalières avec 70 mm de pluies cumulées les 10 jours précédents.

La connaissance plus précise du fonctionnement du champ captant de Radicatel et des dynamiques propres à chaque source permet de répondre à certaines questions relatives à la gestion et l'exploitation de la ressource.

De part son caractère « non inertiel » et sa capacité à transmettre les eaux de surface rapidement, la source du Four aux Veaux offre une alternative intéressante aux sources du Moulin B et de la Bruisseresse lors des épisodes de crues hivernaux. Néanmoins, la sensibilité de cette source aux variations piézométriques et son environnement naturel immédiat nécessitent une sollicitation de celle-ci en adéquation avec ses débits naturels.

Les campagnes d'identification des populations bactériennes et leur résistance aux antibiotiques, réalisées par l'équipe de microbiologie de l'UMR M2C, ont permis de mettre en

évidence une alimentation des sources par des eaux impactées par le lessivage des sols agricoles pâturés, mais également par des eaux impactées par des rejets de stations d'épuration et/ou de fosses septiques.

La mise en évidence d'un graben compartimenté, lieu d'un piégeage préférentiel des sables tertiaires, drainé par les sources de Radicatel fait que la présence de sables de Saint Eustache est inéluctable de l'exploitation de cette ressource. Néanmoins, le transport de ces sables nécessite des conditions hydrodynamiques importantes liées à l'engouffrement d'importants volumes d'eau marqueurs du fonctionnement de l'ensemble des surfaces ruisselantes contributives. La période de retour de telles conditions a été estimée entre 13 et 22 jours.

Perspectives et recommandations

L'analyse du fonctionnement hydrologique des trois sources à partir des données de turbidité et de conductivité électrique et de piézométrie, nous a permis de définir des modalités de fonctionnement et d'adaptation des caractéristiques propres à chaque source.

Au terme de cette étude, il apparaît indispensable de compléter les mesures des paramètres physico-chimiques par des mesures de débits haute-fréquence (selon le même pas de temps de 15 minutes que l'enregistrement des autres paramètres) afin de définir les volumes d'eau drainés et de pouvoir quantifier les flux particulaire et dissous. En d'autres termes, les mesures de débits permettront d'avoir une vision plus complète de la complexité des processus inhérents aux fonctionnements de ces hydrosystèmes karstiques.

La deuxième recommandation porte sur la mise en place de nouvelles stations météorologiques positionnées plus en amont de la zone d'alimentation, permettant ainsi de compléter le suivi des précipitations et de préciser l'impact de la variabilité temporelle et spatiale des précipitations, et de mettre en évidence le fonctionnement partiel ou total des surfaces contributives de la zone d'alimentation.

La multiplication des expériences de traçages envisagée au cours des mois à venir permettra d'affiner les limites des surfaces d'alimentation et de pouvoir discriminer ou non des surfaces drainées pour chaque source. Ces expériences permettront également de préciser les limites du graben compartimenté et de ses influences sur les circulations souterraines.

L'analyse des valeurs de géochimie des échantillons d'eau prélevés au cours des deux cycles hydrologiques permettra de préciser les dynamiques des espèces ioniques aux cours des épisodes de crue et les interactions avec le milieu physique, mais également l'évolution de la minéralisation au cours des cycles hydrologiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A -

- Amraoui, F., Razack, M. et Bouchaou, L.**, (2003). Turbidity dynamics in karstic systems. Example of Ribaa and Bittit springs in the Middle Atlas (Morocco). *Hydrological Sciences Journal*. 48 (6). 971-984p.
- Angelini, P.**, (1997). Correlation and spectral analysis of two hydrogeological systems in Central Italy. *Hydrological Sciences*. 42 (3). 425-438p.
- Antoine, P., Lautridou, J. P. et Laurent, M.**, (2000). Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*. 33 (3-4). 183-207p.
- Antoine, P., Munaut, A. V. et Sommé, J.**, (1994). Réponse des environnements aux climats du début glaciaire weichsélien : données de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire*. 5 (3-4). 151-156p.
- Auzet, A.-V., Boiffin, J. et Ludwig, B.**, (1995). Erosion hydrique dans les bassins versants agricoles des régions limoneuses du Nord-Ouest de la France. *Annales de Géographie*. 104 (581). 187-191p.
- Auzet, A. V., Guerrini, M. C. et Muxart, T.**, (1992). L'agriculture et l'érosion des sols : importance en France de l'érosion liée aux pratiques agricoles. *Économie rurale*. 208-209. 105-110p.
- Ayrault, F. et Joly, A.**, (2000). The genesis of mid-latitude cyclones over the Atlantic ocean: a new climatological perspective. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 330 (3). 173-178p.

- B -

- Bailly-Comte, V., Jourde, H. et Pistre, S.**, (2009). Conceptualization and classification of groundwater-surface water hydrodynamic interactions in karst watersheds: Case of the karst watershed of the Coulazou River (Southern France). *Journal of Hydrology*. 376 (3-4). 456-462p.
- Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S. et Batiot-Guilhe, C.**, (2008). Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology*. 349 (1-2). 98-114p.
- Bakalowicz, M.**, (1977). Étude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*. 284 2463-2466p.
- Bakalowicz, M.**, (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat. Université Pierre et Marie Curie-Paris IV.
- Bakalowicz, M.**, (1999). Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. *Guide technique n°3*. SDAGE Rhône-Méditerranée, Corse. Agence de l'eau, Rhône-Méditerranée Corse, Lyon. 40p.
- Baran, N., Lepiller, M. et Mouvet, C.**, (2008). Agricultural diffuse pollution in a chalk aquifer (Trois Fontaines, France): Influence of pesticide properties and hydrodynamic constraints. *Journal of Hydrology*. 358 (1-2). 56-69p.
- Bassompierre, P.**, (1956). Alimentation en eau de la ville du Havre. Nouveaux prélèvements dans la région de Tancarville-Radicatel-Lillebonne (Seine-Maritime). *BRGM/BRGG-A1051*. BRGM. 17p.
- Battarel, J. M. et Lakshaman, J.**, (1981). Etude des ressources en eau du bassin de la rivière du Commerce. *Etude 1803*. Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF). 90p.

- Battarel, J. M. et Lemoine, Y.,** (1982). Etude de la vulnérabilité de la nappe de la craie dans la vallée du Commerce. *Etude 2275*. Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF). 57p.
- Beaudeau, P., Le Tertre, A. et Zeghnoun, A.,** (2010). Qualité de l'eau distribuée en ville basse du Havre et ventes des médicaments utilisés pour le traitement des gastro-entérites 1997-2000 : une étude écologique temporelle. Institut de Veille sanitaire (INVS). 45p.
- Beaudeau, P., Payment, P., Bourderont, D., Mansotte, F., Boudhabay, O., Laubies, B. et Verdier, J.,** (1999). A time series study of anti-diarrheal drug sales and tap-water quality. *International Journal of Environmental Health Research*. 9 (4). 293-311p.
- Benavente, J., Pulido Bosch, A. et Mangin, A.,** (1985). Application of correlation and spectral procedures to the study of discharge in a karstic system (eastern Spain). *Karst Water Resources*. 1961 67-75p.
- Bize, J., Derreal, Y. et Rognon, P.,** (1963). Variations avec la marée de la nappe alluviale de la Seine à Tancarville. *Rapport*. BURGEAP.
- Boiffin, J.,** (1984). La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action de la pluie. Thèse d'Ingénieur. Institut National Agronomique. 478p.
- Boltenhagen, C., Mennillet, F. et Ternet, Y.,** (1970). Notice de la carte géologique de Montivilliers-Etretat au 1/50.000 BRGM.
- Bouchaou, L., Chauve, P., Mudry, J., Mania, J. et Hsissou, Y.,** (1997). Structure et fonctionnement d'un hydrosystème karstique de montagne sous climat semi-aride: cas de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). *Journal of African Earth Sciences*. 25 (2). 225-236p.
- Bouchaou, L., Mangin, A. et Chauve, P.,** (2002). Turbidity mechanism of water from a karstic spring: example of the Ain Asserdoune spring (Beni Mellal Atlas, Morocco). *Journal of Hydrology*. 265 (1-4). 34-42p.
- Box, G. E. P., Jenkins, G. M. et Reinsel, G. C.,** (1970). Time series analysis: forecasting and control. 1st ed Prentice-Hall International. New Jersey, USA. 598p.
- Bracq, P.,** (1992). L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apports de l'analyse morphostructurale. Thèse de Doctorat. Université de Lille 1. 263p.
- Bracq, P. et Brunin, A.-S.,** (1999). Approche des relations tectoniques-karst-hydrodynamique par l'analyse de traçages réalisés dans l'aquifère crayeux du Boulonnais (Escalles, Nord de la France). *Geodinamica Acta*. 12 359-370p.
- Bracq, P., Hanich, L., Delay, F. et Crampon, N.,** (1992). Mise en évidence par traçage d'une relation rapide, entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la Craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bulletin de la société géologique de France*. 163 (2). 195-203p.
- Brauer, A., Mangili, C., Moscariello, A. et Witt, A.,** (2008). Palaeoclimatic implications from micro-facies data of a 5900 varve time series from the Piànico interglacial sediment record, southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 259 (2-3). 121-135p.
- C -
- Calba, F.,** (1980). Hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse de troisième cycle. Université de Rouen. 189p.
- Calba, F.,** (1988). Les eaux souterraines de la Basse Seine. *Karst et Quaternaire de la Basse Seine*. Rouen. 14 mai 1988.

- Calba, F., Charriere, G., Conrad, G., Lefebvre, D. et Rodet, J.,** (1979). Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du pays de caux. *bulletin de la société géologique de Normandie et amis du Muséum du Havre*. LXVI (4). 46-68p.
- Cavelier, C. et Médioni, R.,** (1980). Notice de la carte géologique au 1/ 250.000, feuille de Rouen n° 4. BRGM.
- Chedeville, S.,** (2009). Caractérisation et origine du remplissage karstique de l'Ouest du Bassin parisien: Exemple de Radicatel. Mémoire de Licence 3. Université de Rouen. 42p.
- Chedeville, S.,** (2010). Le remplissage sédimentaire karstique ancien et actuel de l'Ouest du Bassin de Paris : Caractérisation, Origine et Fonctionnement hydrosédimentaire. Mémoire de Master 1 ESE. Université de Rouen. 52p.
- Colbeaux, J. P., Dupuis, C., Robaszyński, F., Auffret, J. P., Haesaerts, P. et Sommé, J.,** (1980). Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bull. Inf. géol. Bassin Paris*. 17 41-54p.
- Cordy, J.-M., Carpentier, G. et Lautridou, J.-P.,** (2003). Les paléo-estuaire du stade isotopique 7 à Tourville-La-rivière et à Tancarville (Seine) : faune de rongeurs et cadre stratigraphique. *Quaternaire*. 15-23p.
- Costa, S., Laignel, B., Hauchard, E. et Delahaye, D.,** (2006). Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 50 (1). 95-116p.
- D -
- De La Quèrière, P.,** (1978). Pollution du captage de Saint Maurice d'Etelan. Note BRGM PNO 78/46. Note BRGM PNO 78/46.
- Delahaye, D.,** (2002). Apport de l'analyse spatiale en géomorphologie : modélisation et approche multiscalaire des risques, 2 tomes. Mémoire de HDR. Université de Rouen. 250p.
- Desetres, M.,** (2005). Caractérisation de l'origine de la turbidité au captage des Varras (Eure, France). *Rapport de MST 2ème année*. Université de Rouen. 71p.
- Devos, A., Jaillet, S. et Gamez, P.,** (1999). Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du barrois (Lorraine/Champagne, France). *Geodinamica Acta*. 12 (3-4). 249-257p.
- Droque, C. et Guilbot, A.,** (1977). Représentativité d'un bassin témoin en hydrogéologie karstique: Application à la modélisation des écoulements souterrains d'un aquifère de grande extension. *Journal of Hydrology*. 32 (1-2). 57-70p.
- Dupont, N., Agasse, E., Douvinet, J., Delahaye, D., Planchon, O. et Cadot, J.-M.,** (2006). Crises hydrologiques dans l'Ouest: Variabilité climatique et influence humaine. *Intéractions Nature-Société, analyse et modèles*. La baule
- Dupuis, E.,** (2000). Etude d'un remplissage karstique dans l'Ouest du Bassin de Paris : L'exemple des Petites Dales. *Mémoire de Maîtrise*. Université de Caen. 65p.
- Dupuis, E.,** (2001). Etude de deux remplissages karstiques de l'Ouest du Bassin de Paris : Caractérisation et origine. *Mémoire de DEA*. Université de Rouen. 55p.
- Dussart-Baptista, L.,** (2003). Transport des particules en suspension et des bactéries associées dans l'aquifère crayeux karstique Haut-Normand. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 297p.

Dussart-Baptista, L., Bodilis, J., Barray, S., Frébourg, N., Fournier, M., Dupont, J. P. et Jouenne, T., (2007). Recurrent recovery of *Pseudomonas oryzihabitans* strains in a karstified chalk aquifer. *Water Research*. 41 (1). 111-117p.

Dussart-Baptista, L., Massei, N., Dupont, J. P. et Jouenne, T., (2003). Transfer of bacteria-contaminated particles in a karst aquifer: evolution of contaminated materials from a sinkhole to a spring. *Journal of Hydrology*. 284 (1-4). 285-295p.

Dussart, L., Dupont, J. P., Zimmerlin, I., Lacroix, M., Saiter, J. M., Junter, G. A. et Jouenne, T., (2003). Occurrence of sessile *Pseudomonas oryzihabitans* from a karstified chalk aquifer. *Water Research*. 37 (7). 1593-1600p.

Dussart, L., Jouenne, T., Massei, N., Lerch, T., Wang, H. Q., Junter, G. A., Dupont, J. P. et Lacroix, M., (2001). Physiological modifications of bacteria fixed on suspended material as hydrological tracer ? *New Approaches to Characterising Groundwater Flow : XXXI IAH Congress*. 10-14 September 2001, Munich, Allemagne. 43-47p.

- E -

Ehrlich, H.L., 1998. Geomicrobiology: its significance for geology. *Earth-Science Reviews*, 45(1-2): 45-60.

Eimberck, M., (1989). Facteurs d'érodibilité des sols limoneux : réflexions à partir du cas du Pays de Caux. *Spécial Erosion Cahiers ORSTOM Série Pédologie*. 25 (1-2). 81-94p.

Eisenlohr, L., Bouzelboudjen, M., Kiraly, L. et Rossier, Y., (1997). Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology*. 202 244-262p.

- F -

Faucher, D., Rasmussen, P. F. et Bobée, B., (2002). Estimation non paramétrique des quantiles de crue par la méthode des noyaux. *Revue des Sciences de l'Eau*. 15 (2). 515-541p.

Firmin, H. et Chollet, A., (1945). La vallée et les méandres de la Basse-Seine. *AGF*. 70-77p.

Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H. et Dörfliger, N., (2009). Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management - The Lez spring. *Journal of Hydrology*. 365 (3-4). 235-243p.

Flores Ribeiro, A., (2010). Dynamique de la population d'*Escherichia coli* antibio-résistante dans un hydrosystème karstique et caractérisation de supports génétiques de multi-résistance. Mémoire de Master 2 Recherche Université Claude Bernard Lyon 1. 37p.

Ford, D. et Williams, P., (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. *Wiley & Sons Ltd*. Chichester. 576p.

Fournier, M., (2006). Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannebot (Seine-Maritime, France). Thèse de doctorat. Université de Rouen. 233p.

Fournier, M., (2008). Fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de Caumont et incidence des aménagements de bassin versant sur la qualité des eaux du forage des Varras. *Rapport. SERSAEP*. 103p.

Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J. et Dupont, J., (2007a). Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*. 15 (4). 689-704p.

- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M. et Dupont, J.-P.**, (2007b). Use of univariate clustering to identify transport modalities in karst aquifers. *Comptes Rendus Geosciences*. 339 (9). 622-631p.
- Fournier, M., Massei, N., Mahler, B. J., Bakalowicz, M. et Dupont, J.**, (2008). Application of multivariate analysis to suspended matter particle size distribution in a karst aquifer. *Hydrological Processes*. 22 (13). 2337-2345p.
- Fournier, M., Motelay-Massei, A., Massei, N., Aubert, M., Bakalowicz, M. et Dupont, J. P.**, (2009). Investigation of Transport Processes inside Karst Aquifer by Means of STATIS. *Ground Water*. 47 (3). 391-400p.
- Foussard, V., Cuvilliez, A., Fajon, P., Fisson, C., Lesueur, P. et Macur, O.**, (2010). Evolution morphologique d'un estuaire anthropisé de 1800 à nos jours. *Facicule*. GIP Seine-Aval. 48p.
- Fritier, N.**, (2008). Etude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations en Europe en relation avec les fluctuations de la NAO. Rapport de Master 2. Université de Rouen. 41p.
- Frouin, M.**, (2007). Enregistrement sédimentaire des facteurs de contrôle (globaux, régionaux et locaux) sur l'évolution Holocène des géosystèmes du marais vernier et de la basse vallée de Seine dans le cadre de l'Europe du NW. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 255p.
- Furon, R.**, (1934). Observation sur le Crétacé et le Tertiaire à l'ouest d'Evreux (Eure). *Bulletin de la société géologique de France*. 637-647p.

- G -

- Gaillard, D., Delahaye, D. et Langlois, P.**, (2006). Modélisation du ruissellement-érosif par automate cellulaire. Intérêts d'une approche déterministe du risque. *Interactions Nature-Société, analyse et modèles* La Baule.
- Gaviglio, P., Bekri, S., Vandycke, S., Adler, P. M., Schroeder, C., Bergerat, F., Darquennes, A. et Coulon, M.**, (2009). Faulting and deformation in chalk. *Journal of Structural Geology*. 31 (2). 194-207p.
- Giro, G.**, (2005). Caractérisation et origine d'un remplissage karstique de l'Ouest du bassin de Paris : exemple du site de Villequier. *Rapport de Maîtrise*. Université de Rouen. 39p.
- Ginger environnement**, (2007). Campagne de traçages colorimétriques "les marettes" à Mélamare (76). Ginger Environnement.
- Goody, D. C., Mathias, S. A., Harrison, I., Lapworth, D. J. et Kim, A. W.**, (2007). The significance of colloids in the transport of pesticides through Chalk. *Science of The Total Environment*. 385 (1-3). 262-271p.
- Grasso, D. A.**, (1998). Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques (essai d'inférence de la structure des systèmes karstiques). Thèse de doctorat. Université de Neuchâtel. 135p.
- Grasso, D. A. et Jeannin, P.-Y.**, (1994). Etude critique des méthodes d'analyse de la réponse globale des systèmes karstiques. Application au site de Bure (JU, Suisse). *Bulletin d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel*. 13 87-113p.
- Guézennec, L.**, (1999). Hydrodynamique et transport en suspension du matériel particulaire fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 254p.
- Guyader, J., Pareyn, C. et Viallefond, L.**, (1970). Notice de la carte géologique du Havre au 1/50.000 BRGM.

- H -

- Hanin, G.**, (2006). Etude de la circulation souterraine dans un aquifère karstique en milieu crayeux : Exemple du site de Radicatel. *Rapport de Master 2*. Université de Rouen. 47p.
- Hauchard, E.**, (2001). De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie. Application aux bassins-versants de la marge nord occidentale du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 779p.
- Hauchard, E.**, (2002). Plan de Prévention des Risques d'inondation par débordement et ruissellement. Méthodologie pour la définition de l'aléa ruissellement. Approche hydrogéomorphologique. Application au bassin versant de l'Austreberthe (Pays de Caux, Seine-Maritime). *Rapport*. DDE Seine-Maritime. 105p.
- Hauchard, E. et Laignel, B.**, (2008). Evolution morphodynamique de la marge nord-occidentale du Bassin de Paris. *Z. F. Geomorphologie*. 52 (4). 463-488p.
- Hauchard, E., Laignel, B. et Delahaye, D.**, (2002a). Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. *Comptes Rendus Geosciences*. 334 (4). 295-302p.
- Hauchard, E., Delahaye, D. et Freiré-Diaz, S.**, (2002b). Organisation fractale de l'occupation du sol : conséquences sur le ruissellement et le ravinement dans les terres de grande culture. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 181-196p.
- Herman, E. K., Toran, L. et White, W. B.**, (2009). Quantifying the place of karst aquifers in the groundwater to surface water continuum: A time series analysis study of storm behavior in Pennsylvania water resources. *Journal of Hydrology*. 376 (1-2). 307-317p.
- Hurrell, J. W.**, (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*. 269 676-679p.
- Hurrell, J. W. et Van Loon, H.**, (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*. 36 301-326p.

- I -

- IDDEA**, (2010). Multitraçages BAC de RADICATEL - Présentation des résultats et interprétations. *Rapport - IC090185_2*. IDDEA. 41p.
- Ingetec**, (2009). Mise en oeuvre d'une pompe à chaleur - complément à la notice d'incidences au titre du Code de l'environnement. Ingetec. 94p.

- J -

- Jardani, A.**, (2007). Nouvelles approches géophysiques pour l'identification des dolines et des cavités souterraines dans un contexte karstique. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 212p.
- Jenkins, G. M. et Watts, D. G.**, (1968). Spectral analysis and its applications. Holden Days. San Francisco. 525p.
- Juignet, P.**, (1974). La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse d'état. Université de Caen. 786p.
- Juignet, P.**, (1988). La craie en Normandie - Prédiposition au karst. *Karst et Quaternaire de la basse seine*. Rouen. 14 mai 1988.

Jukic, D. et Denic-Jukic, V., (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*. 373 (3-4). 302-315p.

- K -

Keim, B. D., Mülle, R. A. et Stone, G. W., (2004). Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*. 210 (1-4). 7-15p.

- L -

Labat, D., (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*. 314 (1-4). 275-288p.

Labat, D., (2008). Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*. 31 (1). 109-117p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (1999a). Linear and nonlinear input/output models for karstic springflow and flood prediction at different time scales. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 13 (5). 337-364p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (1999b). Analyse en ondelettes en hydrologie karstique Part 1 Analyse univariee de pluies et débits de sources karstiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 329 (12). 873-879p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (1999c). Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 2e partie: analyse en ondelettes croisées pluie-débit. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 329 (12). 881-887p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (2000a). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. *Journal of Hydrology*. 238 (3-4). 149-178p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (2000b). Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: Convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*. 238 (3-4). 123-148p.

Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., (2001). Introduction of Wavelet Analyses to Rainfall/Runoffs Relationship for a Karstic Basin: The Case of Licq-Atherey Karstic System (France). *Ground Water*. 39 (4). 605-615p.

Labat, D., Ronchail, J., Callede, J., Guyot, J. L., De Oliveira, E. et Guimarães, W., (2004). Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophys. Res. Lett.* 31

Labat, D., Ronchail, J. et Guyot, J. L., (2005). Recent advances in wavelet analyses: Part 2- Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*. 314 (1-4). 289-311p.

Lacroix, M., Leboulanger, T. et Wang, H., (1998). Mise en évidence des relations surface-endokarst par la microgranulometrie, exemple du karst crayeux haut-normand. *Bulletin de la société géologique de France*. 169 177-187p.

Lacroix, M., Rodet, J., Wang, H. Q., Massei, N. et Dupont, J.-P., (2000). Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 330 (5). 347-354p.

Lacroix, M., Rodet, J., Wang, H., Laignel, B. et Dupont, J. P., (2002). Microgranulometric approach to a chalk karst, western Paris Basin, France. *Geomorphology*. 44 (1-2). 1-17p.

- Laignel, B.**, (1997). Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 219p.
- Laignel, B.**, (2003). Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux et crayeux. Exemple de l'Ouest du Bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen. Mémoire de HDR. Université de Rouen. 143p.
- Laignel, B., Quesnel, F., Lecoustumer, M.-N. et Meyer, R.**, (1998a). Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*. 326 (7). 467-472p.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R. et Macaire, J. J.**, (1998b). Relations quantitatives entre les craies à silex et les formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. *Geodinamica Acta*. 11 (4). 171-181p.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R. et Bourdillon, C.**, (1999). Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin. *International Journal of Earth Science*. 88 467-474p.
- Laignel, B., Quesnel, F. et Meyer, R.**, (2002). Classification and origin of the clay with flints of the Western Paris Basin (France). *Z. F. Geomorphologie*. 46 (1). 69-91p.
- Laignel, B., Dupuis, E., Rodet, J., Lacroix, M. et Massei, N.**, (2004). An example of sedimentary filling in the chalk karst of the Western Paris Basin: characterization, origins, and hydrosedimentary behaviour. *Z. F. Geomorphologie*. 48 (2). 219-243p.
- Laignel, B., Quesnel, F., Spencer, C., Meyer, R. et Lautridou, J. P.**, (2003). Slope clay-with-flints ("biefs à silex") as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the western part of the Paris Basin, France. *Journal of Quaternary Science*. 18 (3-4). 295-299p.
- Lallahem, S.**, (2002). Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines: Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris Thèse de Doctorat. Université de Lille 1. 243p.
- Lallahem, S., Lamouroux, C., Mania, J. et Hani, A.**, (2007). A proposed structure-groundwater model: application to chalky media of the Paris Basin. *Hydrological Processes*. 21 (22). 3072-3077p.
- Laroche-Ajzenberg, E.**, (2010a). Etude de la résistance aux antibiotiques de la population d'*Escherichia coli* isolée d'environnements aquatiques: estuaire et hydrosystèmes karstiques. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 194p.
- Laroche-Ajzenberg, E.**, (2010b). Transport of antibiotic-resistant *Escherichia coli* in a public rural karst water supply. *Journal of Hydrology*. 392 12-21p.
- Laroche, E., Pawlak, B., Berthe, T., Skurnik, D. et Petit, F.**, (2009). Occurrence of antibiotic resistance and class 1, 2 and 3 integrons in *Escherichia coli* isolated from a densely populated estuary (Seine, France). *FEMS Microbiology Ecology*. 68 (1). 118-130p.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O.**, (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*. 205 (3-4). 217-231p.
- Lautridou, J. P.**, (1968). Les formations superficielles de St Romain (Pays de Caux). Leur contribution à l'étude morphologique de la région. *Faculté des Lettres et Sciences Humaines Caen*. 199p.
- Lautridou, J. P.**, (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'état. Université de Caen. 908p.

- Lautridou, J. P., Auffret, J. P., Baltzer, A., Clet, M., Lecolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J. C., Occhietti, S. et Rousseau, D. D., (1999).** Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 170 (4). 545-558p.
- Lautridou, J.-P., Auguste, P., Carpentier, G., Cordy, J.-M., Lebret, P., Lechevalier, C. et Lefebvre, D., (2003).** L'Eemien et le Pléistocène moyen récent fluvio-marin et continental de la vallée de la Seine de Cléon au Havre (Normandie). *Quaternaire*. 14 (1). 25-30p.
- Lauverjat, J., (1965).** Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'albien dans le centre du bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Paris. 211p.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. et Daroussin, J., (1998).** Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research*. 46 (1-2). 69-80p.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C. et Daroussin, J., (2002).** L'érosion hydrique des sols en France. INRA, IFEN. 106p.
- Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., Lecomte, V., Benkhadra, H., Souchère, V. et Martin, P., (2005).** Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *CATENA*. 62 (2-3). 111-124p.
- Lefebvre, D., (1974).** Le cailloutis Würmien de fond de vallée, en Basse-Seine. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*. 251-252p.
- Lefebvre, D., (1988).** Les aspects majeurs de l'histoire géologique de la basse vallée de la Seine dans ses rapports avec le karst. *Karst et quaternaire de la basse-seine*. Rouen. 14 mai 1988.
- Lefebvre, D., Queriére, P. d. I. et Leboulanger, T., (1993).** Nappe captive et sous-écoulements : le rôle des alluvions en Basse-Seine. *Quaternaire*. 4 (2-3). 103-110p.
- Lefebvre, D., Antoine, P., Auffret, J. P., Lautridou, J. P. et Lecolle, F., (1994).** Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pleistocène moyen et récent : Rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*. 5 (3-4). 167-172p.
- Lepiller, M., (1975).** Le système karstique de Villequier (Seine-Maritime): étude hydrogéologique, hydrochimique, et sédimentologique d'une circulation souterraine typique du Crétacé supérieur normand. *Bulletin trimestriel de la société de géologie de Normandie et Amis du Muséum du Havre*. LXII (2). 51-85p.
- Lequien, A., (2006).** Dynamique érosive actuelle et transferts fluviaux dans l'Ouest du bassin parisien. Exemple de bassins versants littoraux en Haute-Normandie: le Dun, la Ganzeville et l'Yères. Thèse de doctorat. Université de Rouen. 184p.
- Lignier, V., (2001).** Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité – Etude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse de Doctorat. Université de Savoie. 381p.
- Lignier, V. et Desmet, M., (2002).** Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte sous les Sangles (Bas-Bugey, Jura méridional, France) – Indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques. *Karstologia*. 39 (1). 27-46p.
- Lins, H. F. et Slack, J. R., (1999).** Streamflow trends in the United States. *Geophysical Research Letters*. 26 (2). 227-230p.

- M -

- Mahler, B. et Massei, N., (2007).** Anthropogenic contaminants as tracers in an urbanizing karst aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*. 91 (1-2). 81-106p.

- Mahler, B. J., Valdes, D., Musgrove, M. et Massei, N.,** (2008). Nutrient dynamics as indicators of karst processes: Comparison of the Chalk aquifer (Normandy, France) and the Edwards aquifer (Texas, U.S.A.). *Journal of Contaminant Hydrology*. 98 (1-2). 36-49p.
- Mangin, A.,** (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse d'état. Université de Dijon.
- Mangin, A.,** (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. *Journal of Hydrology*. 67 (1-4). 25-43p.
- Mangin, A.,** (1998). L'approche hydrogéologique des karsts. *Spéléochronos*. 9 3-26p.
- Maqsoud, A.,** (1996). Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la Craie du bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Lille I. 323p.
- Mares, I., Mares, C. et Mihailescu, M.,** (2002). NAO impact on the summer moisture variability across Europe. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C* 27 (23-24). 1013-1017p.
- Marsaud, B.,** (1996). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karst à partir des résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI, Orsay. 306p.
- Massei, N.,** (2001). Transport de particules en suspension dans l'aquifère crayeux karstique et à l'interface craie/alluvions. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 199p.
- Massei, N.,** (2009). Contribution à l'étude des transferts dans les aquifères karstifiés et de la variabilité hydrologique sous l'effet des fluctuations climatiques. Mémoire de HDR. Université de Rouen. 120p.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H. Q., Mahler, B. J. et Dupont, J. P.,** (2002a). Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer: the role of the karst/alluvium interface. *Journal of Hydrology*. 260 (1-4). 88-101p.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H. Q. et Dupont, J.-P.,** (2002b). Transport of particulate material and dissolved tracer in a highly permeable porous medium: comparison of the transfer parameters. *Journal of Contaminant Hydrology*. 57 (1-2). 21-39p.
- Massei, N., Wang, H. Q., Dupont, J. P., Rodet, J. et Laignel, B.,** (2003). Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology*. 275 (1-2). 109-121p.
- Massei, N., Wang, H., Field, M., Dupont, J., Bakalowicz, M. et Rodet, J.,** (2006a). Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrogeology Journal*. 14 (6). 849-858p.
- Massei, N., Dupont, J. P., Mahler, B. J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D. et Ogier, S.,** (2006b). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*. 329 (1-2). 244-257p.
- Massei, N., Mahler, B. J., Bakalowicz, M., Fournier, M. et Dupont, J. P.,** (2007a). Quantitative Interpretation of Specific Conductance Frequency Distributions in Karst. *Ground Water*. 45 (3). 288-293p.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J., Valdes, D. et Laignel, B.,** (2007b). Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of geophysical research*. 112 (D09121).
- Matheron, G.,** (1965). Les variables régionalisées et leur estimation: Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson. Paris. 306p.

- Mathevet, T.**, (2002). Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange-L'eau-Morte (Bauges, Savoie et Haute-Savoie, France). *Rapport de DEA*. Université de Paris VI. 59p.
- Mathias, S. A., Butler, A. P., McIntyre, N. et Wheeler, H. S.**, (2005). The significance of flow in the matrix of the Chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*. 310 (1-4). 62-77p.
- Mathias, S. A., Butler, A. P., Jackson, B. M. et Wheeler, H. S.**, (2006). Transient simulations of flow and transport in the Chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*. 330 (1-2). 10-28p.
- McCabe, G. J. et Wolock, D. M.**, (2002). Trends and temperature sensitivity of moisture conditions in the conterminous united states. *Climate Research*. 20 19-29p.
- Mégnyen, C.**, (1964). Observations hydrogéologiques dans le SE du Bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne. *Rapport n°25*. BRGM. 287p.
- Mégnyen, C.**, (1979). Hydrogéologie du centre du bassin de Paris. *Mémoire n°98*. BRGM. 532p.
- Mennillet, F.**, (1970). Notice de la carte géologique de bolbec au 1/50.000 BRGM.
- Mesquita, J.**, (2009). Facteurs de contrôle climatique et géomorphologique de la variabilité hydrologique de bassins versants en substrat carbonaté. Comparaison Haute Normandie (FR) et Région d'Austin, Texas (USA). Thèse de Doctorat. Université de Caen. 300p.
- Milly, P. C. D., Wetherald, R. T., Dunne, K. A. et Delworth, T. L.**, (2002). Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*. 415 (6871). 514-517p.
- Mouhri, A.**, (2010). Approche multi-échelles du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie, application au bassin versant des sources de Fontaine-Sous-Préaux. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 289p.

- N -

- Nebbache, S.**, (1999). Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 148p.
- Nicolesco, C.-P.**, (1956). Notes et travaux sur la présence d'une faille sous la vallée alluviale de la Seine à Radicatel. *Bulletin de la société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*. 46 6-8p.

- O -

- Ojala, A. E. K. et Alenius, T.**, (2005). 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic-organic varves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 219 (3-4). 285-302p.
- Ouvry, J.-F., Richet, J.-B. et Helloco, F.**, (2003). Système d'anticipation des épisodes pluvieux hivernaux générateurs de désordres hydrologiques. *Etude de faisabilité*. AREAS. 125p.

- P -

- Padilla, A. et Pulido-Bosch, A.**, (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*. 168 (1-4). 73-89p.
- Panagopoulos, G. et Lambrakis, N.**, (2006). The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*. 329 (3-4). 368-376p.

- Papy, F. et Douyer, C.,** (1988). Les déterminants des catastrophes liées au ruissellement des terres agricoles en Pays de Caux. INRA. 43p.
- Parveen, S., Murphree, R. L., Edmiston, L., Kaspar, C. W., Portier, K. M. et Tamplin, M. L.,** (1997). Association of multiple-antibiotic-resistance profiles with point and nonpoint sources of *Escherichia coli* in Apalachicola Bay. *Applied and Environmental Microbiology*. 63 2607–2612p.
- Pinter, L., Hardi, P. et Bartelmus, P.,** (2005). Sustainable development indicators : proposals for a way forward. *Experts Group Meeting on Indicators of Sustainable Development*. New York. 11p.
- Plagnes, V.,** (1997). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts: Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II. 376p.
- Pulido-Bosch, A., Padilla, A., Dimitrov, D. et Machkova, M.,** (1995). The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. *Hydrological Sciences*. 40 517-532p.

- Q -

- Quesnel, F.,** (1997). Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 255p.

- R -

- Ragot, J.,** (1988). La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 141p.
- Ragot, J. et Ragot, M.,** (2005). Guide de la nature en Pays de Caux : flore, faune et géologie. *Editions des Falaises*. Rouen. 271p.
- Ragot, J. et Ragot, M.,** (2008). Guide nature de la côte d'Albâtre: flore, faune, géologie de l'estuaire de la Seine à la baie de la Somme. *Edition des Falaises*. Rouen. 303p.
- Richert, J.-b. et Helloco, F.,** (2009). Anticipation des désordres hydrologiques majeurs en hiver sous pluie peu intense en Seine-Maritime. *La Houille Blanche*. 6 52-55p.
- Rico, G.,** (1990). Hydrogéologie de la craie: le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine-Maritime). Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 271p.
- Rico, G., Juignet, P. et Meyer, R.,** (1993). La turbidité des eaux souterraines en Normandie crayeuse: un traceur naturel. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris*. Série IIA (316). 225-230p.
- Ringberg, B. et Erlström, M.,** (1999). Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden. *CATENA*. 35 (2-4). 147-177p.
- Rodet, J.,** (1978). Caractéristique du karst crayeux en Haute-Normandie. *Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris*. Rouen. 25-26 mai 1978.
- Rodet, J.,** (1986). Une cavité d'un genre nouveau dans la craie de Normandie: La rivière souterraine du Heurt (Senneville sur Fécamp, Seine-Maritime). *Spéléo-Tract*. 4 3-20p.
- Rodet, J.,** (1988). L'évolution karstique en basse seine. *Karst et Quaternaire de la basse Seine*. Rouen. 14 mai 1988.
- Rodet, J.,** (1991). Les karsts de la craie: étude comparative. Thèse d'Etat. Université Paris IV-La Sorbonne. 562p.

- Rodet, J.**, (1993). Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique : l'exemple des craies du bassin de Paris. *Quaternaire*. 97-102p.
- Rodet, J.**, (1996). Une nouvelle organisation géométrique du drainage karstique des craies : le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *Compte Rendu Académie des Sciences*. 322 1039-1045p.
- Rodet, J.**, (1997). A la limite de la spéléologie, la karstologie de la craie. *Spelunca*. 23 72-75p.
- Rodet, J.**, (1999). Le réseau de fracturation, facteur initial de la karstification des craies dans les collines du Perche: l'exemple du site de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *Geodinamica Acta*. 12 (3-4). 259-265p.
- Rodet, J.**, (2006). Contribution of sedimentary study to the concept of karstic evolution of a chalk cave in the western paris basin. *Geologica Belgica*. 9 (3-4). 287 - 296p.
- Rodet, J.**, (2007). Karst de la craie et aquifère de Normandie. *European Journal of water quality*. 38 (1). 11-22p.
- Rodet, J. et Lautridou, J.-P.**, (2003). Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France). *Quaternaire*. 31-42p.
- Rodet, J. et Viard, J. P.**, (1996). La grotte des Petites Dales. *Spéleo-Drack*. 18 44p.
- Rodet, J., Willems, L., Brown, J., Ogier-Halim, S., Bourdin, M. et Viard, J. P.**, (2009). Morphodynamic incidences of the trepanning of the endokarst by solution pipes. Examples of chalk caves in western europe (France and Belgium). *15th International Congress of Speleology*. Kerrville, Texas. 1657-1661p.
- Rogers, J. C.**, (1997). North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. *Journal of Climate*. 10 1635-1647p.
- Roux, J. C.**, (1971). Alimentation en eau potable de la ville du Havre - définition de nouveaux périmètres de protection des captages. *BRGM 71-SGN-391-PNO*. Orléans. 88p.
- Roux, J. C.**, (1978). Les écoulements de type karstique dans la craie de Normandie. *Hydrogéologie de la craie du Bassin de Paris*. Rouen. 25-26 mai 1978.
- Roux, J. C. et Tremenbert, J.**, (1978). Captage de la ville du Havre à Radicatel (Seine maritime): Productivité des ouvrages et aires d'alimentation pour différents schémas d'exploitation. *BRGM 78-SGN-632-PNO*. 78-SGN-632-PNO. Orléans. 97p.
- Roux, J. C., Artis, H. et Tremenbert, J.**, (1981). Carte hydrogéologique du département de la Seine-Maritime. BRGM.

- S -

- Savat, J. et de Ploey, J.**, (1982). Sheetwash and rill development by surface flow. *Rorke Bryan, Aaron Yair. In Badland geomorphology and piping*, Geo Books Norwich. 113-126p.
- Sebag, D.**, (2002). Apports de la MO pour la reconstitution des paléoenvironnements holocènes de la basse vallée de la Seine. Fluctuations des conditions hydrologiques locales et paléoenvironnements. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 356p.
- Shuster, E. T. et White, W. B.**, (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of lime-stone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*. 14 (2). 93-128p.

Slimani, S., (2009). Les fonctionnements hydrologiques de l'aquifère karstifié de la Craie de Haute-Normandie: conséquences des contextes morphologiques et structuraux. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 250p.

Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B. et Dupont, J.-P., (2009). Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*. 17 (8). 1823-1832p.

Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F. et Capillon, A., (1998). Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *Journal of Hydrology*. 206 (3-4). 256-267p.

Souchère, V., Cerdan, O., Ludwig, B., Le Bissonnais, Y., Couturier, A. et Papy, F., (2003). Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments. *CATENA*. 50 (2-4). 489-505p.

- T -

Ternet, Y., (1969). Notice de la carte géologique de Fécamp au 1/50.000 BRGM.

Torrence, C. et Webster, P. J., (1999). Interdecadal Changes in the ENSO - Monsoon System. *Journal of Climate*. 12 (8). 2679-2690p.

Trenberth, K. E., (2004). Rural land-use change and climate. *Nature*. 427 213-214p.

- U -

Ulbrich, U. et Christoph, M., (1999). A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*. 15 551-559p.

Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J. G. et Corte-Real, J., (1999). Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*. 19 379-390p.

- V -

Valdes, D., (2005). Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (département de l'Eure, France). Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 287p.

Valdes, D., Dupont, J.-P., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T. et Mahler, B. J., (2007). A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. *Journal of Hydrology*. 340 (3-4). 244-255p.

Vandycke, S., (2002). Paleostress records in Cretaceous formations in NW Europe : extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*. 357 119-136p.

Vernoux, J. F., (2004). Réseau piézométrique du Bassin Seine Normandie, stations de surveillance de la nappe de l'Albien. *RP-53009-FR*. BRGM. 33p.

Vrel, A., (2009). L'enregistrement sédimentaire au cours des dernières décennies et ses forçages dans la partie fluviale de l'estuaire de la Seine : L'exemple d'une darse du port de Rouen. Mémoire de Master 2 DYGEC. Université de Rouen. 74p.

- W -

- Wazi, N.**, (1988). Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le tertiaire-quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine. Stratigraphie et tectonique. Thèse de Doctorat. Université de Rouen. 534p.
- Wazi, N., Leboulanger, T., Tomat, A. et Saignes, G.**, (1988). Relations structurales entre fracturation et karstification: Exemple de collaboration entre géologues et spéléologues. *Karst et quaternaire de la basse-seine*. Rouen. 14 mai 1988.
- Webster, L. F., Thompson, B. C., Fulton, M. H., Chestnut, D. E., Vandolah, R. F. et Leight, A. K.**, (2004). Identification of sources of *Escherichia coli* in Carolina estuaries using antibiotic resistance analysis. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. 298 179–195p.
- Westaway, R.**, (2004). Pliocene and Quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire Allier river system (France). *Quaternaire*. 15 (1-2). 103-115p.
- Wyns, R.**, (2000). Géologie de la craie et de sa couverture cénozoïque en Haute-Normandie. Cadre géodynamique : les déformations de grande longueur d'onde. *Bull. Inf. Geol. Bass.Paris*. 37 (1). 7-9p.

Sites internet:

www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html
www.infoterre.fr
www.univ-lehavre.fr/cybernat/homepage.html

Origines des données numériques:

- MNT 50m = IGN
- CORINE Land Cover = Ministère de l'écologie, du Développement durable, des Transports et du Logement
- Couche piézométrique = BRGM
- Toit de l'Albien = BRGM

TABLES DES ILLUSTRATIONS

Liste des figures

Figure I- 1 Régions naturelles de la Seine Maritime	6
Figure I- 2 Les trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de la Seine Maritime (Laignel, 1997).....	7
Figure I- 3 Répartition spatiale de l'épaisseur de RS dans l'Ouest du Bassin de Paris (Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997).....	10
Figure I- 4 Schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris (Hauchard et Laignel, 2008).....	12
Figure I- 5 Localisation du secteur d'étude	19
Figure I- 6 Localisation des sources étudiées.....	20
Figure I- 7 Localisation des cavités karstiques reconnues	22
Figure I- 8 Relevés topographiques des cavités de Radicatel : a) Grotte de Radicatel, b) Grotte de la Chapelle de Radicatel (Rodet, 2001)	22
Figure I- 9 Vue aérienne de la source de la Bruisseriesse couplée au schéma de la galerie captante (fond Géoportail)	23
Figure I- 10 Schéma de traitement des eaux de l'usine de Radicatel (www.univ-lehavre.fr/cybernat/homepage.html).....	25
Figure I- 11 : Localisation des affleurements de formations superficielles prospectés	29
Figure I- 12 : Coupe des formations tertiaires présentes dans le talweg du Val de Geai.....	30
Figure I- 13 : Régression linéaire entre turbidité mesurée et concentration en MES pour chacune des sources étudiées ; a) : Moulin B, b) : Bruisseriesse, c) : Four aux Veaux.....	31
Figure I- 14 : Classification des hydrosystèmes en fonction des distributions de fréquences de la conductivité électrique (Valdès, 2005 d'après Bakalowicz 1979).	33
Figure I- 15 : Décomposition des distributions de fréquences de conductivité de la source de Barton springs (Texas, USA) ; A) 10/98-10/99, B) 10/99-10/00, C) 10/00-10/01, D) 10/02-10/03 ; en pointillé, le profil de la distribution de fréquence, en trait plein, les différentes populations d'eau identifiées (Massei et al., 2007b)	34
Figure I- 16 : Schéma du système « boîte noire » adapté à la zone d'étude	35
Figure I- 17 : Valeurs de décalage de deux corrélogrammes pour $r_k = 0.2$, définissant la valeur de l'effet mémoire selon Mangin (1975)	36

Figure I- 18 : Hydrogrammes artificiels et corrélogrammes correspondant (d'après Grasso et Jeannin, 1994)	37
Figure I- 19 : Exemple d'autocorrélation de conductivité électrique et application d'un ajustement logarithmique d'équation $AC = a_1 \ln(L) + a_0$ (Massei et al, 2006b)	38
Figure I- 20 : Corrélations croisées pluie/hauteur d'eau, pluie/conductivité électrique et pluie/turbidité de la source du Bébec. La réponse impulsionnelle de la corrélation croisée pluie/turbidité est de 18h pour un coefficient de corrélation de 0.2 (Massei et al., 2006b)	40
Figure I- 21 : Séries chronologiques artificielles constituées de trois harmoniques et spectre correspondant (Grasso et Jeannin, 1994)	41
Figure I- 22 : Calcul de la bande passante (Slimani et al., 2009)	42
Figure I- 23 : Représentation de l'Ondelette de Paul (partie réelle et partie imaginaire)	43
Figure I- 24 : Exemple de transformée en ondelettes continues obtenu pour le débit de la Seine (Mesquita, 2009).	44
Figure I- 25 : Exemple de spectre en ondelettes par cohérence obtenu entre les signaux de l'indice climatique NAO et le débit de l'Andelle (Mesquita, 2009)	45
Figure I- 26 : Vision d'ensemble des différents signaux étudiés et synthèse des méthodes employées	46
Figure II- 1 : Chronique de turbidité, de piézométrie et de précipitations journalières de 1987 à 2009 pour le site de Radicatel. En hachure rouge les lacunes de la turbidité, en hachure bleue les lacunes de précipitations	54
Figure II- 2 : Chronique de turbidité, de piézométrie et de précipitation cumulée annuelle de 1987 à 2009	55
Figure II- 3 : Régime pluviométrique mensuel 1981-2006 (a) ; Extraction pour les chroniques de pluie des maxima (gris), minima (noir) et moyenne annuelle (rouge) (b) (Slimani, 2009)	57
Figure II- 4 : Corrélogramme (a), Spectre d'énergie (b), Analyse R/S (c) des précipitations journalières de 1987 à 2009	58
Figure II- 5 : Spectre en ondelettes d'une série de précipitations journalières moyennes du Nord Ouest du bassin parisien (Massei et al., 2007b)	59
Figure II- 6 : Spectre en ondelettes des précipitations journalières de la station de Bolbec de 1987 à 2009	60
Figure II- 7 : Spectre en ondelettes de la cohérence entre la NAO et les précipitations (Fritier, 2008)	61

Figure II- 8 : Spectre en ondelettes pour le piézomètre des Trois Pierres sur la période de 1987 à 2009.....	63
Figure II- 9 : Spectre de la cohérence en ondelettes entre les précipitations (Bolbec) et les variations piézométriques (Trois Pierres).....	64
Figure II- 10 : Spectres en ondelettes de la cohérence entre la NAO et les variations piézométriques (Slimani, 2009)	65
Figure II- 11 : Reconstruction de la bande 6-7 ans a) les précipitations, b) la piézométrie	66
Figure II- 12 : Reconstruction de la bande 6-7 ans des deux chroniques : en noir la pluie, en gris la piézométrie	67
Figure II- 13 : Mise en évidence d'un décalage entre les bandes 6-7 ans des précipitations et des variations piézométriques.....	68
Figure II- 14 : Bloc diagramme mettant en évidence les processus d'infiltration (Valdès, 2005).....	69
Figure II- 15 : Chronique brute de turbidité mesurée dans la bêche de mélange de l'usine de Radicatel	73
Figure II- 16 : Autocorrélations basées sur des données journalières de turbidité (a), zoom de l'autocorrélogramme pour un lag compris entre 0 et 100 jours	73
Figure II- 17 : Spectre en ondelettes de la chronique de turbidité de 1987 à 2009.....	74
Figure II- 18 : Reconstruction de la bande 6-7 ans a) les précipitations, b) la piézométrie, c) la turbidité	75
Figure II- 19 : Reconstruction de la bande 6-7 ans des deux chroniques : en noir la pluie, en gris la turbidité	76
Figure II- 20 : Spectre en ondelettes de la cohérence entre les précipitations et la turbidité ..	77
Figure II- 21 : Localisation du bras abandonné de la galerie captante de la source de la Bruisseresse	79
Figure II- 22 : Schéma du remplissage sédimentaire et carottage dans le bras abandonné de la galerie captante. Les numéros C1 à C12 correspondent aux emplacements des carottes (Chedeville, 2009)	80
Figure II- 23 : Identification des unités sédimentaires et échantillonnage (exemple de la carotte C5).....	82
Figure II- 24 : Diagramme ternaire de la granulométrie des carottes (bleu) et des pièges à sédiments (rouge) de la source de la Bruisseresse (Chedeville, 2010).....	83
Figure II- 25 : Diagramme ternaire de la géochimie des pièges à sédiments de la source de la Bruisseresse	84

Figure II- 26 : Localisation des sites échantillonnés afin de compléter la base de données régionales	86
Figure II- 27 : Comparaison de la géochimie des formations superficielles susceptibles d'être à l'origine des remplissages karstiques et des MES de la Bruisseriesse.....	86
Figure II- 28 : Diagramme de Hjulström sur l'ensemble des carottes échantillonnées dans la galerie de la Bruisseriesse (Chedeville, 2009).....	88
Figure II- 29 : Diagramme de Passega des échantillons de la source de la Bruisseriesse ; NO : Dépôts de roulement sur le fond ; OP : Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions graduées ; PQ : Dépôts de suspensions graduées et de roulement sur le fond ; QR : Dépôts de suspensions graduées ; RS : Dépôts de suspensions homogènes	89
Figure II- 30 : Correspondance entre l'enregistrement sédimentaire du piège à sédiments, la turbidité et la piézométrie	92
Figure II- 31 : Exemple du calage de la carotte C5 avec les chroniques de turbidité (noire) et de piézométrie (bleu).....	92
Figure II- 32 : Extraction du niveau de gris de la carotte C5	93
Figure II- 33 : Spectre en ondelettes du niveau de gris de la carotte C5.....	94
Figure II- 34 : Modèle Numérique de Terrain du Bec de Caux (d'après Hauchard et Laignel, 2008)	97
Figure II- 35 : Carte de localisation des différents sites ou localités cités dans ce chapitre. (1) Mirville, (2) Vallée de la Fontaine Murée, (3) Val Horrible, (4) Puit Maillé, (5) Ferme Saint Marcel, (6) Abbaye de Gruchet le Valasse et Côtes des Forges, (7) Pont de Navarre et Bois d'Harcourt, (8) Vallon du Vivier, (9) Plaine alluviale de la Seine, (10) Mont Criquet, (11) Val Eglantier, (12) Val au Geai, (13) Bois de la Constantinière, (14) Bois Coiffé, (15) Feux du Mesnil ...	99
Figure II- 36 : Coupe transversale de la faille Fécamp-Lillebonne (Ragot, 1988)	101
Figure II- 37 : Mise en évidence du rejet de la faille Fécamp-Lillebonne sur le relief au Sud de Gruchet le Valasse	102
Figure II- 38 : Représentation du mur de la craie dans le Bec de Caux	103
Figure II- 39 : Carte du toit de la nappe de la craie	105
Figure II- 40 : Influence de la faille Fécamp-Lillebonne sur les écoulements souterrains (modifiée d'après Valdès, 2005).....	106
Figure II- 41 : Localisation du profil piézométrique N-S (trait tiré rouge) (a) et mise en évidence du déversement de la nappe de la craie du compartiment est vers le compartiment ouest de part et d'autre de la faille Fécamp-Lillebonne (b).....	107

Figure II- 42 : Cartographie de la puissance de la nappe de la craie au sein du Bec de Caux	108
Figure II- 43 : Schéma conceptuel des grands écoulements de la nappe de la craie du Bec de Caux (les flèches symbolisent les directions d'écoulements).....	109
Figure II- 44 : Coupe piézométrique Nord – Sud entre les sources de Radicatel et les sources d'Yport.....	111
Figure II- 45 : Schéma de présentation du concept de casier hydrologique ; A : Doline, B : Bloc effondré, C : Niveau piézométrique (Bracq et al, 1992b)	112
Figure II- 46 : Evolution des méandres d'une partie de la basse vallée de Seine entre les méandres de Brotonne et l'estuaire (modifiée d'après Lebfevre, 1988) 1 : versant abrupt, 2 : lit weichsélien, 3 : lit Saalien, 4 : lit Pleistocène moyen, 5 : Lit Pleistocène inférieur à moyen.....	116
Figure II- 47 : Estuaire de la Seine (a), Estuaire de la Seine en 1750 tiré de la carte de Magin et Magin, 1750 (b) (Foussard et al., 2010)	117
Figure II- 48 : Les variations du niveau de base régional et ses conséquences sur le karst (Rodet 2006).....	118
Figure II- 49 : Rosace des directions des linéaments observés dans la vallée du Commerce (Battarel et Lakshaman, 1981)	119
Figure II- 50 : Mise en évidence de blocs tectoniques dans une bande affaissée parallèle à la faille Fécamp-Lillebonne (Ragot, 1988).....	122
Figure II- 51 : Faille de Radicatel entre les sources de la Bruisseriesse et du Moulin B (Ragot, 1988)	123
Figure II- 52 : Schéma synthétique des différents affleurements étudiés au niveau des sources du hameau de Radicatel	125
Figure II- 53 : Eléments descriptifs d'une zone de broyage de part et d'autre de la source du Moulin B marqueur de la présence de la faille du Moulin ou faille Ff	126
Figure II- 54 : Synthèse des indices de fracturation dans la zone d'étude.....	128
Figure II- 55 : Localisation de la coupe stratigraphique dans la gouttière affaissée.....	129
Figure II- 56 : Coupe stratigraphique schématisée de la gouttière subsidente à l'Ouest de la faille Fécamp-Lillebonne.....	131
Figure II- 57 : Proposition de schéma structural de la zone d'étude. La faille Ff est positionnée en fonction du schéma structural de (Hauchard et Laignel, 2008).....	132
Figure II- 58 : Synthèse des différents tracés sur la zone d'étude.....	134

Figure II- 59 : Hypothèse du parcours du traceur entre la source du Commerce et les forages présents dans la vallée du Commerce. a) trajet direct selon le gradient hydraulique, b) trajet indirect.....	135
Figure II- 60 : Limites actuelles des BAC des trois principaux sites de production d'eau potable de la CODAH : Radicatel, Yport et Saint Laurent de Brévedent	137
Figure II- 61 : Traçage positif entre la Bétoire Bet 59 et la source du Moulin B suite à l'expérience menée par IDDEA. Le panache de Sulforhodamine est particulièrement visible (Bretot, 2010)	138
Figure II- 62 : Distribution des temps de séjour du traçage réalisé à partir de la bétoire située sur la faille du Moulin avec un taux de restitution de 62% et une vitesse de 334m.h ⁻¹ (Bretot, 2010).....	139
Figure II- 63 : Schéma des directions d'écoulements souterrains (et indiquent des écoulements longeant les failles Fa et Fd	140
Figure II- 64 : Hypothèses des grandes directions d'écoulements alimentant les sources de Radicatel	141
Figure II- 65 : Incisions de la basse Seine au Quaternaire (Lefebvre et al., 1994) ; A : Courbe lissée des variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans cinq sondages marins profonds, B : Variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans le forage DSDP 552A (Plateau de Rockfall)	144
Figure II- 66 : Nappes alluviales et formations marines du Pleistocène moyen et supérieur entre Cléon et le Havre (Vallée de la Sein). 1 – Nappes de sables et galets fluviatiles périglaciaires, 2 – Eemien (stade isotopique 5e) : dune, formation marine, 3 – Stade isotopique 7 : paléostuaire, 4 – Stade isotopique 9 : paléostuaire, 5 – Début du stade isotopique 6 : sables lités, 6 – THM : sommet de l'estuaire actuel (Lautridou et al., 2003)	146
Figure II- 67 : Adaptation du réseau karstique de Radicatel au cours du Quaternaire	148
Figure II- 68 : Enregistrement de la conductivité électrique et des précipitations cumulées durant la période d'étude sur le site des sources de Radicatel. a) b) : Bruisseriesse, c) d) : Four aux Veaux, e) f) : Moulin B	153
Figure II- 69 : Autocorrélogrammes effectués sur les précipitations (a) et sur la conductivité électrique (b) de la Bruisseriesse pour le cycle hydrologique 2007-08. La courbe de régression que nous avons employé est une exponentielle décroissante d'équation : $y = y_0 + a \cdot e^{(-bx)}$	155
Figure II- 70 : Corrélations croisées pluie / conductivité électrique sur les deux cycles hydrologiques pour les trois sources	158

Figure II- 71 : Classification d'hydrosystèmes caractéristiques en fonction des distributions des fréquences de la conductivité électrique d'après Bakalowicz (1977).....	161
Figure II- 72 : Décomposition des DFC, exemple pour le système de Barton Springs,TX (Massei et al., 2007a).....	162
Figure II- 73 : Fonction de Densité de Probabilité par la méthode du noyau	163
Figure II- 74 : Fonction de Densité de Probabilité des trois sources pour les deux cycles hydrologiques : courbe pleine = Moulin B ; trait tiré = Four aux Veaux ; pointillé = Bruisseriesse	164
Figure II- 75 : Décomposition des PDF à Radicatel pour les deux cycles hydrologiques ; a), c) et e) : cycle 2007-08) ; b), d) et f) : cycle 2008-09	166
Figure II- 76 : Enregistrement de la conductivité électrique et des variations piézométriques durant la période d'étude	168
Figure III- 1 : Relevé du niveau piézométrique de la nappe de la craie dans la plaine alluviale de la Seine en 1978 (d'après Roux, 1978)	175
Figure III- 2 : Evolution du niveau piézométrique suite à des pompages par paliers de 8h durant 48h en 1977 (d'après Roux, 1978).....	176
Figure III- 3 : Evolution du niveau piézométrique après un pompage en continu durant 48h sur tous les ouvrages en 1978 (d'après Roux, 1978)	177
Figure III- 4 : Evolution du niveau piézométrique après pompage en continu durant 120h sur tous les ouvrages en 1978 (d'après Roux, 1978)	178
Figure III- 5 : Régimes mensuels des précipitations enregistrées au cours des deux cycles hydrologiques et précipitations annuelles cumulées. ■ : cycle hydrologique 2007-08, ■ : cycle hydrologique 2008-09	179
Figure III- 6 : Chroniques de données acquises aux sources de Radicatel ; a) Bruisseriesse, b) Moulin B, c) Four aux Veaux ; en rouge : la turbidité, en noir : la conductivité électrique, en bleu : les précipitations cumulées au cours des deux cycles hydrologiques 2007-08 et 2008-09	181
Figure III- 7 : Chronique piézométrique du piézomètre des Trois Pierres durant la période d'étude replacée dans un contexte hydrologique global.....	182
Figure III- 8 : Modification du signal d'entrée avant même son entrée dans le système.....	183
Figure III- 9 : Synthèse cartographique des paramètres pouvant influencer le signal d'entrée ; A : Occupation des sols ; B : Localisation des points d'engouffrement ; C : Géologie ; D : Epaisseur des argiles à silex	186
Figure III- 10 : Cinétique de la diminution de l'infiltrabilité du sol (Is) en fonction de l'extension d'une croûte de battance (Eimberck, 1989).....	187

Figure III- 11 : Distribution empirique de la chronique de précipitations selon la formule de Weibull (a) et détermination de la fréquence de dépassement de la valeur de 15 mm (b)	190
Figure III- 12 : Chronique de turbidité de la bêche de mélange de l'usine de Radicatel sur la période 1987-2009.....	191
Figure III- 13 : Distribution empirique de la chronique de turbidité selon la formule de Weibull (a) et détermination de la gamme de turbidité associée aux fréquences de dépassement des précipitations (b).....	191
Figure III- 14 : Distribution empirique des valeurs maximales journalières annuelles selon la formule de Hazen et ajustement par la loi de Gumbel pour la période de 1987 à 2009. (a) pluies journalières maximales annuelles, (b) turbidités journalières maximales annuelles	193
Figure III- 15 : Identification de la période durant laquelle la bande de fréquence 5-7 ans présente le plus d'énergie et sélection des données de turbidité et de précipitations associées	195
Figure III- 16 : Tri croissant des épisodes turbides supérieurs à 10 NTU mis en relation avec les précipitations cumulées sur 10 jours. 4 valeurs de turbidité n'ont pu être associées à des cumuls de précipitations (lacunes au sein de la chronique de précipitations).	196
Figure III- 17 : Distribution saisonnière des épisodes de turbidité. (*) 4 valeurs de turbidité n'ont pu être associées à des cumuls de précipitations (lacunes au sein de la chronique de précipitations).	196
Figure III- 18 : Evènements turbides d'été dont les pluies cumulées sur 10 jours sont supérieures à 70mm, marquant un fonctionnement de l'ensemble du bassin versant	197
Figure III- 19 : Evènements turbides d'été dont les pluies cumulées sur 10 jours sont comprises entre 20 et 70 mm.	199
Figure III- 20 : Variations de l'indice NAO annuel calculé sur les mois d'hiver (Déc., Janv., Fev., Mars) à partir des données de pression au niveau de la mer entre Ponta Delgada, Açores et Stykkisholmur/Reykjavik, Islande depuis 1865 (données disponibles sur le site http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html). (●) représente les étés dépressionnaires marqués par des crues turbides, (●) représente les étés durant lesquels les crues turbides sont précédées de pluies orageuses et/ou de pluies dépressionnaires	200

Figure III- 21 : Corrélations croisées des sources de Radicatel pour les cycles 2007-08 et 2008-09 ; a) et b) Bruisseresse, c) et d) Moulin B, e) et f) Four aux Veaux. En noir : pluie-turbidité, en rouge : pluie-conductivité	203
Figure III- 22 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseresse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux.....	204
Figure III- 23 : Corrélations croisées Pluie-Conductivité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseresse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux.....	206
Figure III- 24 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité de la source du Moulin B pour les deux cycles hydrologiques ; en noir : 2007-08 ; en rouge : 2008-09.....	210
Figure III- 25 : Corrélations croisées Pluie-Turbidité (colonne de gauche), et Pluie-Conductivité (colonne de droite), en noir : le cycle 2007-08 ; en rouge : le cycle 2008-09. a), b) :Bruisseresse ; c), d) : Four aux Veaux ; e), f) : Moulin B	211
Figure III- 26 : Chronique de pompage de l'usine de Radicatel ; sur l'échelle des ordonnées : 2 = mise en route de GR1, 1 = mise en route de GR2 et 3 = mise en route des deux groupes de pompes	212
Figure III- 27 : Transformées de Fourier des chroniques de pompage de l'usine de Radicatel et mise en évidence des fréquences de pompage propres à chaque groupe de pompes.....	214
Figure III- 28 : Spectre des chroniques de turbidité pour la période de avril à septembre des trois sources étudiées, en noir le cycle 2007-08 et en rouge le cycle 2008-09 ; a) Bruisseresse, b) Moulin B, c) Four aux Veaux.....	217
Figure III- 29 : Reconstruction du signal turbide engendré par le pompage pour la source de la Bruisseresse durant le cycle hydrologique 2008-09.....	218
Figure III- 30 : Méthodes de détermination de l'effet mémoire de la chronique de conductivité électrique de la source du Moulin B au cours du cycle 2008-09, (a) selon la méthode de Mangin (1984), (b) selon la méthode d'ajustement d'une loi exponentielle décroissante de formule : $Y = y_0 + a \cdot e^{(-b \cdot x)}$. Le coefficient b exprimé en lag-1 correspond à la vitesse de décroissance de l'effet mémoire.....	220
Figure III- 31 : Autocorrélogrammes réalisés sur les chroniques de conductivité (en noir) et de turbidité (en rouge) pour les deux cycles hydrologiques et pour les trois sources.....	221
Figure III- 32 : Organisation du drainage en système jurassien et vauclusien (Bakalowicz, 1999)	225
Figure III- 33 : Mise en évidence des regains de corrélation communs aux trois sources...	227

Figure III- 34 : Exemple de spectres réalisés sur les chroniques de turbidité et de conductivité de la source de la Bruisseriesse. (a) et (b) en noir le cycle 2007-08 et en gris le cycle 2008-09 ; (c) et (d) en noir la turbidité et en gris la conductivité	229
Figure III- 35 : Mise en évidence d'un double comportement de la source de la Bruisseriesse au sein du signal turbide lors du cycle hydrologique 2007-08 et de la présence d'un bruit blanc au sein des données ; R1 et R2 sont les fréquences charnières de changement de comportement traduisant des ruptures de pente, $\beta 1$ et $\beta 2$ sont les coefficients directeurs des lois puissances.	230
Figure III- 36 : Reconstruction des deux composantes isolées au sein du signal turbide de la source de la Bruisseriesse pour le cycle 2007-08, en noir : la turbidité brute, en rouge : la composante $\beta 1$, en bleu : la composante $\beta 2$	232
Figure III- 37 : Corrélations croisées Conductivité-Turbidité pour les sources de Radicatel, a) Bruisseriesse, b) Moulin B et c) Four aux Veaux.....	234
Figure III- 38 : Morphologie du toit de l'Albien (a), délimitation des BAC des principaux sites de production d'eau de la CODAH (b). le BAC de Radicatel englobe les trois sources étudiées.....	240
Figure III- 39 : Compartimentation tectonique en amont des sources de Radicatel ; F = Four aux Veaux, B = Bruisseriesse, M = Moulin B	242
Figure III- 40 : Expérience de traçage à la sulforhodamine G à partir d'une bétroire située sur la faille du Moulin, et visualisation du panache de restitution du traceur	244
Figure III- 41 : Distribution des temps de séjour du traçage réalisé à partir de la bétroire située sur la faille du Moulin avec un taux de restitution de 62% et une vitesse de 334 m.h ⁻¹	245
Figure III- 42 : Coupe schématique de la position des sources de la Bruisseriesse et du Moulin B par rapport au fossé d'effondrement.....	246
Figure IV- 1 : Lecture graphique de la durée d'impact moyennes des chutes de conductivité électrique pour la source du Moulin B	254
Figure IV- 2 : Mise en évidence de l'impact de la mise en route des pompes sur la turbidité de la source de la Bruisseriesse	255
Figure IV- 3 : Mise en évidence de l'influence tidale sur le niveau d'eau de la source (a) et du forage (b) du Hannelôt (Fournier, 2006)	257
Figure IV- 4 : Diagramme ternaire de la granulométrie des carottes (bleu) et des pièges à sédiments (rouge) de la source de la Bruisseriesse (Chedeville, 2010).	258

Figure IV- 5 : Comparaison de la géochimie des formations superficielles susceptibles d'être à l'origine des remplissages karstiques et des MES de la Bruisseresse.....	259
Figure IV- 6 : Relations entre les dénombrements bactériens et la turbidité, E. coli, entérocoques et micro-organismes aérobies revivifiables à 22°C (flore totale 22°C), échantillons de la Source du Moulin B, Radicatel, durant l'épisode turbide du 09 au 14 Octobre 2000 (Dussart et al., 2001 in Dussart-Baptista, 2003).....	261
Figure IV- 7 : Densité en E. coli dans les sources de l'hydrosystème de Radicatel, le bassin collecteur de l'usine AEP et dans la rivière du Commerce, (■) après un évènement pluvieux et (■) en période d'étiage (d'après Laroche-Ajzenberg, 2010).....	262
Figure IV- 8 : Réponses des trois sources suites à la tempête Xynthia en mars 2010, en noir la turbidité, en gris la conductivité électrique, en bleu les précipitations cumulées et en hachuré la campagne de prélèvement pour l'étude microbiologique.	263
Figure IV- 9 : Chroniques enregistrées aux trois sources de Radicatel. Ces courbes montrent l'évolution de la turbidité (en bleu), de la conductivité (en vert) et de la densité en E. coli (en pointillés rouge) mesurées dans les eaux des trois sources. La zone grisée représente les 24h de prélèvement. Les temps indiqués dans la période de prélèvement correspondent aux points où l'antibio-résistance des souches a été étudiée (Flores Ribeiro, 2010)	264
Figure IV- 10 : Localisation des stations d'épuration au sein de la zone d'étude et à proximité immédiate de celle-ci.	266

Liste des tableaux

Tableau I- 1 : Porosité de la craie (d'après Laignel, 2003)	16
Tableau I- 2 : Liste des références des différents forages utilisés pour la réalisation de la coupe stratigraphique schématisée	48
Tableau II- 1 : Précipitations cumulées annuelles entre les années 1981 et 2009 par la station de Bolbec.....	56
Tableau II- 2 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle	66
Tableau II- 3 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle des chroniques de piézométrie	67
Tableau II- 4 : Synthèse des paramètres stratigraphiques de chaque piézomètre et calcul de la perméabilité de la craie non saturée	71
Tableau II- 5 : Pourcentage de variance de la bande pluriannuelle	75
Tableau II- 6 : Vitesse de sédimentation et d'érosion de la source de la Bruisseresse	88
Tableau II- 7 : Calcul des taux de sédimentation en fonction des variations de turbidité.....	91
Tableau II- 8 : Liste des ouvrages utilisés pour la construction de la coupe stratigraphique	130
Tableau II- 9 : Synthèse des résultats des autocorrélations effectuées sur les différentes chroniques sur les cycles hydrologiques 2007-2008 et 2008-2009.....	156
Tableau II- 10 : Synthèse des résultats des corrélations croisées pluie / conductivité électrique	159
Tableau II- 11 : Coefficient de Variation de la conductivité électrique calculé sur les 3 sources étudiées du site de Radicatel	160
Tableau II- 12 : Contribution des différents types d'eaux des trois sources.....	165
Tableau III- 1 : Synthèse des données relatives à chaque source étudiée au cours des deux cycles hydrologiques ; T = Turbidité, C = Conductivité électrique	180
Tableau III- 2 : Pourcentage de répartition de l'occupation des sols à partir de Corinne Land Cover 2006	184
Tableau III- 3 : Pluies cumulées associées à une période de retour de 22 jours.....	190
Tableau III- 4 : Turbidité (Tp) et précipitation (Pp) associées à des périodes de retour T données en années	194
Tableau III- 5 : Synthèse des temps d'apparition de la turbidité aux sources de Radicatel	205
Tableau III- 6 : Synthèse des temps de parcours des eaux de surface au sein du réseau karstique de Radicatel	206
Tableau III- 7 : Pourcentage de variance au sein du signal total de turbidité expliqué par le pompage	218

Tableau III- 8 : Synthèse des paramètres des corrélogrammes réalisés sur la turbidité et la conductivité des trois sources à partir des méthodes de Mangin (1984) et de Massei et al. (2006b)	223
Tableau III- 9 : Synthèse des différents comportements des trois sources ; T = Turbidité et C = Conductivité	228
Tableau III- 10 : Synthèse des différents paramètres issus des spectres réalisés sur la turbidité ; R1 et R2 étant les périodes charnières de changement de comportement du système, β_1 et β_2 étant les coefficients directeurs des lois puissances de chaque segment.....	230
Tableau III- 11 : Pourcentages respectifs de la variance totale des différentes composantes identifiées dans la turbidité des sources de Radicatel.....	231
Tableau III- 12 : Bandes passantes et temps de régulation des sources de Radicatel pour les cycles hydrologiques 2007-08 et 2008-09.....	233
Tableau III- 13 : Mise en évidence des phénomènes de remise en suspension dans le réseau karstique de Radicatel	235
Tableau III- 14 : Synthèse des principaux résultats et des interprétations du fonctionnement hydrologique des sources étudiées constituant le champ captant de Radicatel ; le cycle 2007-08 est marqué par des niveaux piézométriques hauts, le cycle 2008-09 est marqué quant à lui par des niveaux piézométriques bas	238
Tableau III- 15 : Synthèse bibliographique des différents sites karstiques étudiés en Haute Normandie ; (1) Fournier, (2006); Massei et al., (2006b), (2) Mouhri, (2010), (3) Desetres, (2005); Fournier, (2008)	241
Tableau IV- 1 : Durées moyennes de l'impact des épisodes de turbidité et de la conductivité électrique sur les deux cycles hydrologiques pour les sources de Radicatel	254

Liste des photos

Photo I- 1 : Exemples de points d'engouffrement (a, b, c); Racine d'altération de la carrière de la Pierre Gante (d)	15
Photo I- 2 : Source du Moulin B (00756X0121/HY).....	21
Photo I- 3 : Entrée (a) et galerie captante (b) de la source de la Bruisseriesse (00756X0122/HY)	23
Photo I- 4 : Source du Four aux Veaux (00756X0082/HY)	24
Photo I- 5 : Piézomètre des Trois Pierres (00755x0006/S1)	26
Photo I- 6 : Station de mesure : a) source de la Bruisseriesse; b) pluviomètre; c) source du Four aux Veaux; d) source du Moulin B	27
Photo I- 7 : Piège à sédiment mis en place au niveau des trois sources étudiées permettant de piéger les matières en suspension	28
Photo I- 8 : Limite Crétacé inférieur (Albien) – Crétacé supérieur (Craie) visible au niveau de la falaise de Saint Jouin (76) (Ragot et Ragot, 2008)	48
Photo II- 1 : Remplissage sédimentaire des Carottes C5 (a) et C6 (b) de la galerie de la Bruisseriesse.....	81
Photo II- 2 : Piège à sédiment ; a) en place, b) accumulation sédimentaire durant une année.....	81
Photo II- 3 : Exemple de racines d'altération de la carrière de la Pierre Gant à Tancarville (a), Racine d'altération inféodée à la fissuration (Villequier) (b)	113
Photo II- 4 : Prise de vue de l'affleurement numéro 6 avant et après débroussaillage	123
Photo II- 5 : Mise en évidence d'un pendage S-N de 4% des lits de silex (pointillés rouges) à l'abbaye de Gruchet le Valasse lors des travaux du parc Eana	130
Photo II- 6 : Conduit karstique de Yport totalement noyé (a), inféodé à la fracturation (b) sur lequel un dépôt sédimentaire sableux est visible (c)	138
Photo III- 1 : Evolution des états de surface d'un sol limoneux : formation d'une croûte de battance (Le Bissonnais et al., 2002)	187
Photo III- 2 : Conduit karstique d'Yport totalement noyé (a), inféodé à la fracturation (b) sur lequel un dépôt sédimentaire sableux est visible (c)	244
Photo III- 4 : Exemples de micro failles présentes dans la galerie de la Bruisseriesse. Le rejet estimé de chaque micro faille est de 5 cm	246

Résumé

Le champ captant de Radicatel est un AEP historique et majeur de la ville du Havre et de son agglomération (255 000 hab.). C'est un système karstique en rive droite de la Seine dont l'aval hydraulique (la Seine) a subi un étagement et une diffuence en réponse aux fluctuations du niveau de base lors du Pleistocène. Cette structure géomorphologique couplée à un contexte structural dominé par la faille Fécamp-Lillebonne détermine le fonctionnement hydrologique et la vulnérabilité du système. L'étude de ce système se réalise en trois temps : (i) l'analyse de l'influence de la variabilité climatique, (ii) l'étude du contexte structural aux échelles régionale, et locale et (iii) l'étude du fonctionnement hydrologique de trois sources (Moulin B, Bruisseriesse et Four aux Veaux) grâce à un suivi haute fréquence de la turbidité et de la conductivité électrique.

Cette analyse pluri-disciplinaire a permis de montrer le lien entre les variations des signaux hydro-sédimentaire (turbidité et enregistrement sédimentaire) et les variations de l'indice climatique NAO démontrant que les systèmes karstiques de Radicatel présente de très fortes connexions avec les eaux issues du ruissellement. A ce contrôle climatique s'ajoute un contrôle structural marqué par la présence d'une faille orientée N150 entre la source du Moulin B et la source de la Bruisseriesse, de failles secondaires N50-60, ainsi que la morphologie singulière du toit de l'Albien. Ce contexte structural et hydrogéologique est le cadre d'un graben compartimenté siège d'un aquifère très puissant et karstifié. L'étude du fonctionnement hydrologique des trois sources par traitement du signal des données de turbidité et de conductivité électrique conforte l'existence d'un caractère commun propre à l'aquifère de la craie, et des fonctionnements propres à chaque source lié à l'influence locale du cadre morpho-tectonique local.

Mots Clés : Aquifère karstique, nappe de la craie, contexte structural, hydrogéologie, faille, turbidité, traitement du signal

Abstract

Radicatel springs are a major historical site for drinking water production for the city of Le Havre and its suburbs (255 000 inhab.). This karst system is on the right bank of the Seine and its downstream hydraulic (the Seine) underwent a staging and diffuence in response to fluctuations in base level during Pleistocene. The geomorphological structure coupled to a structural context dominated by the fault-Lillebonne Fecamp, determines the hydrological behavior and vulnerability of the karst system. The study of this system is realized in three stages: (i) analysis of the influence of climate variability, (ii) study of the structural setting at the regional and local levels and (iii) the study of hydrological behavior of three sources (Moulin B, Bruisseriesse and Four aux veaux) with a high frequency monitoring of turbidity and electrical conductivity (15 min).

The multi-disciplinary analysis showed the link between changes in hydro-sedimentary signals (turbidity and sedimentary record) and changes in the climatic index NAO. These results demonstrate that the karst Radicatel has very strong connections thanks to sinkholes with water from runoff. In this climate control plus a marked structural control by the presence of a fault oriented N150 between the source of the Moulin B and the source of Bruisseriesse, secondary fault N50-60, and a unique morphology of top of the Albien. This structural and hydrogeological context is part of a graben compartments seat of a very large karst aquifer. The study of the hydrological behavior of the three sources by signal analysis of turbidity and electrical conductivity confirms the existence of a common character-specific chalk aquifer, and functions for each source connected to the local influence of morpho-tectonic context locally.

Keywords: karst aquifer, chalk groundwater, structural context, hydrogeology, vulnerability, turbidity